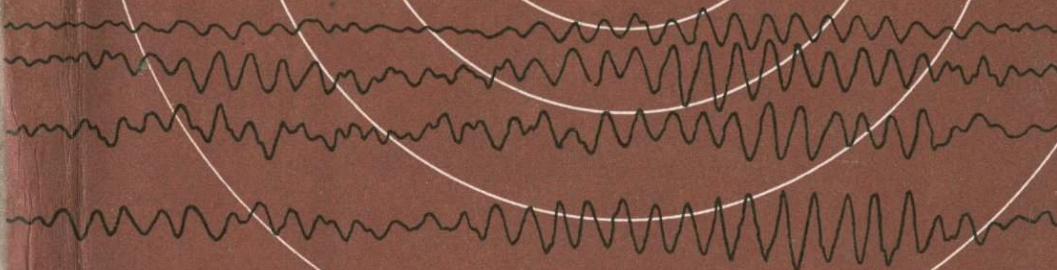


Н. П. ВЛАДИМИРОВ

# Метод магнито- теллурического зондирования



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю. ШМИДТА

550,83

Н. П. ВЛАДИМИРОВ

# Метод магнито- теллурического зондирования

3113



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1979



Владимиров Н.П. Метод магнитотеллурического зондирования, М.: Наука, 1979. 176 с.

Монография посвящена вопросам практического использования вариаций естественного электромагнитного поля в диапазоне 0,05–40 Гц для изучения строения земной коры и верхней мантии. Рассмотрены основные характеристики естественного электромагнитного поля, показана возможность использования для магнитотеллурических целей электромагнитных резонансов полости Земля – ионосфера. Приведены результаты опытно-методических исследований в различных регионах СССР.

Работа представляет интерес для научных и инженерно-технических сотрудников, работающих в области изучения строения земной коры и верхней мантии.

Табл. 16, ил. 69, список лит. 211 назв.

Ответственный редактор

доктор физико-математических наук  
Д.П. ЧЕТАЕВ

## Предисловие

Возможность использования вариаций естественного электромагнитного поля в целях изучения глубинного строения Земли впервые была открыта и теоретически обоснована А.Н. Тихоновым в 1950 г. В последующие годы как в СССР, так и за рубежом приступили к разработке метода магнитотеллурического зондирования (МТЗ), основанного на практическом применении этого открытия.

В Институте физики Земли АН СССР с 1956 г. осуществлялись работы в области практического освоения возмущений естественного электромагнитного поля с периодом, меньшим 20 с. Развивались теоретические основы метода и создавалась высокочувствительная аппаратура, регистрирующая сигналы естественного поля в широком диапазоне периодов. Во второй половине 50-х годов при испытании опытных образцов измерительной аппаратуры были получены первые записи вариаций поля, анализ которых позволил выявить неизученные возмущения поля, главным образом в интервале 1-1000 Гц, характеризующиеся различными морфологическими особенностями. В частности, впервые в СССР было экспериментально доказано наличие в спектре поля резонансных колебаний полости Земля - ионосфера. Исследование характеристик естественного поля в конечном итоге привело к построению кривых магнитотеллурического зондирования в диапазоне частот 1-200 Гц, результаты интерпретации которых удовлетворительно отражали геологическое строение районов работ. Таким образом, в 1960 г. впервые была установлена возможность использования вариаций поля частотой выше 0,1 Гц для геологоразведочных целей. Опытные-методические работы, проводимые в ИФЗ АН СССР, осуществлялись с привлечением возмущений естественного электромагнитного поля частотой выше 0,1 Гц, чем они отличались от других аналогичных исследований, выполняемых в СССР. Эти вариации обеспечивают получение отчетливой начальной ветви кривых зондирования, привязку ее к известным параметрам разреза и увеличивают, таким образом, надежность данных интерпретации.

Проведенные исследования способствовали развитию методики интерпретации. К настоящему времени методика интерпретации применительно к задачам разведочной геофизики достаточно разработана: построены альбомы теоретических палеток, созданы программы для построения кривых с помощью ЭВМ, изучена разрешающая способность метода на различных геоэлектрических разрезах. Перечисленные вопросы нашли отражение в работах А.Н. Тихонова, М.Н. Бердичевского, Б.Е. Брюнелли, Л.Л. Ваньяна, Н.П. Владимировой, А.А. Ковтун, М.В. Колмакова, Н.В. Липской, И.И. Рокитянского, Д.Н. Четаева, Г.А. Чернявского, Д.Н. Шахсуварова, И.А. Яковлева и др.

Наиболее подробно возможности метода изучены на трехслойных разрезах. При переходе к интерпретации глубинных МТЗ встречены трудности, связанные со слабой разрешающей способностью метода на разрезах с постепенно уменьшающимся с глубиной электрическим сопротивлением пород, что характерно для земной коры и верхней мантии. Это обстоятельство обусловило постановку экспериментальных исследований в диапазоне 0,05-20 с на кристаллических массивах, которые позволили выявить особенности распределения электропроводности до глубин порядка 70 км и предложить методику интерпретации глубинных МТЗ.

Все работы ИФЗ АН СССР проводились при тщательном изучении структуры наблюдаемого электромагнитного поля. В 1969-1971 гг. сложная структура первичного поля была установлена исследованиями, проводимыми под руководством Д.Н. Четаева. Электромагнитные волны согласно указанным исследованиям распространяются вдоль земной поверхности с конечной фазовой скоростью и содержат кроме четырех горизонтальных отличные от нуля вертикальные компоненты электрического и магнитного полей. Таким образом, было показано, что модель электромагнитной волны, положенная в основу классической теории метода, отлична от реальной. Теоретические исследования обусловили постановку специальных экспериментов по изучению характеристики вертикальной компоненты электрического поля и ее связей с другими составляющими. Первые записи вариаций шести компонент электромагнитного поля получены под руководством автора в 1970 г. в диапазоне периодов 0,125-20,0 с на кристаллических массивах Кокчетавской глыбы.

При разработке аппаратуры для приема сигналов с периодом, меньшим 20 с, встретились значительные трудности, вызванные главным образом слабой интенсивностью естественного магнитного поля. Было изготовлено несколько макетов регистрирующей аппаратуры, испытание которых в различных естественных условиях привело к созданию двух передвижных установок: станции естественных полей (СЭП) и полевой магнитотеллурической станции (ПМТС). Вторая установка малой серией в 1967 г. внедрена в промышленность. Она укомплектована специально разработанными высокочувствительными индукционными магнитоприемниками, обеспечивающими измерение слабых магнитных полей напряженностью выше 3 мк. В разработке станций кроме автора принимали участие В.А. Ан, В.А. Борисов, А.Н. Демкин, Ю.А. Ермоленко, М.В. Колмаков, С.М. Крылов, Г.И. Рассомахин, Э.И. Рувимова. Указанные станции, смонтированные в спецбузовах автомашин, до сих пор в СССР аналогов не имеют. За границей, как нам известно, индукционная аппаратура используется во Франции, Японии, США, причем индукционный датчик Японии по параметрам аналогичен датчику ПМТС.

Настоящая монография посвящена вопросам повышения эффективности метода МТЗ посредством расширения регистрируемого диапазона вариаций естественного электромагнитного поля в сторону малых периодов. В ней изложены основные характеристики естественного поля в диапазоне частот 0,1-1000 Гц, рассмотрены теоретические предпосылки использования для магнитотеллурических целей электромагнитных резонансов полости Земля - ионосфера, приводится краткое описание измерительной аппаратуры индукционного типа и даны результаты опытно-методических исследований в различных геологических провинциях СССР. В последней главе даны рекомендации по интерпретации глубинных МТЗ.

Разработка метода в ИФЗ АН СССР осуществлялась при научном руководстве и непосредственном участии А.Н. Тихонова. В разработке методических вопросов, а также в выполнении экспериментов принимали участие В.А. Ан, В.А. Воронин, С.М. Крылов, Н.Г. Клейменова, М.В. Колмаков, Н.Н. Никифорова, В.К. Лампей, В.И. Мишин, В.Г. Овчинников.

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю - академику А.Н. Тихонову - за советы и рекомендации по проведению работ; профессору В.А. Троицкой - за помощь в развитии работ, особенно в начальный период их становления; заведующему сектором ИФЗ АН СССР П.В. Кевлишвили - за постоянную поддержку исследований и обеспечение их аппаратурными разработками; профессору Д.Н. Четаеву - за совместные эксперименты в области изучения вертикальной компоненты электрического поля и за поддержку в издании данной работы, а также всем сотрудникам, способствовавшим завершению исследований.

## Некоторые характеристики естественного электромагнитного поля в диапазоне 0,1 – 1000 Гц

В течение 1957–1972 гг. в ИФЗ АН СССР выполнены магнитотеллурические исследования в широком диапазоне частот более чем на 30 пунктах различных регионов СССР. В процессе исследований использовались разные типы измерительной аппаратуры, позволяющей осуществлять регистрацию возмущений поля на фотобумагу и аэропленку с большой скоростью развертки (до 1,5 м/с). Полученные экспериментальные материалы, несмотря на короткие интервалы времени записей естественного поля, обеспечили достаточно уверенные выводы о многих характеристиках возмущений, обусловленных грозowymi разрядами. Анализ наблюдений по большому числу пунктов позволил выявить некоторые закономерности в естественном поле, представляющие большой практический интерес.

### Общие сведения. Спектр естественного электромагнитного поля

Характеристики естественного электромагнитного поля исследовались главным образом широкополосной аппаратурой, позволяющей синхронно осуществлять регистрацию по трем каналам. Последние имели полосы пропускания 0,1–10, 10–100 и 100–1000 Гц [Ан, Владимиров, 1961]. Анализ экспериментального материала показал, что возмущения естественного электромагнитного поля в рассматриваемом диапазоне имеют различные морфологические особенности, а также различную частоту.

В интервале 0,1–10 Гц развиты возмущения, имеющие геомагнитную природу. К ним принадлежат модулированные колебания типа биений, относящиеся к классу  $Pc1$ , колебания убывающего периода (КУП) и иррегулярные колебания  $Pil$  [Троицкая, 1964]. Детальное исследование указанных возмущений осуществляется под руководством В.А. Троицкой с 1950 г.

Особое положение среди перечисленных вариаций занимают колебания типа  $Pc1$ , возникновение которых связывается с перемещением альвеновских волн по магнитным силовым линиям [Obayashi, 1965; Cornwall, 1965]. Колебания типа  $Pc1$ , как видно из рис. 1, состоят из следующих друг за другом серий, развитие каждой из которых происходит постепенно, без резких первых вступлений.

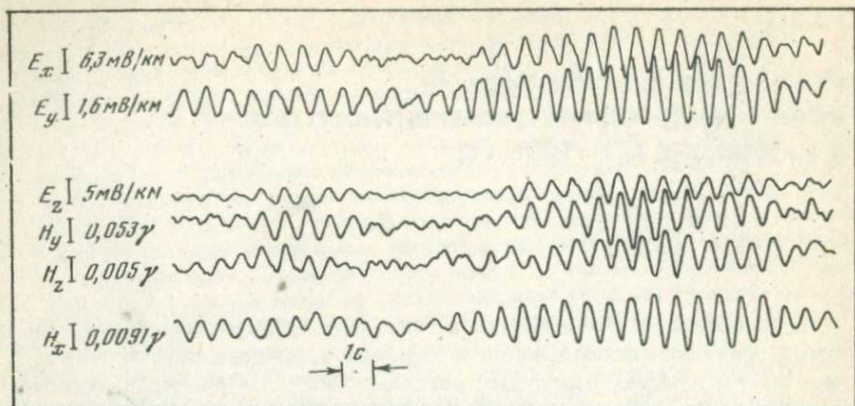


Рис. 1. Осциллограмма вариаций естественного электромагнитного поля типа  $Pc_1$ ; п. Жукей, Кокчетавская обл., 1971 г.

В течение каждой серии период колебаний изменяется незначительно, амплитуда первоначально монотонно увеличивается, а затем уменьшается. Общая продолжительность колебаний  $Pc_1$  достигает нескольких часов. Частота появления этих возмущений, приуроченных к интервалу спектра 0,14–3,3 Гц, зависит от времени суток, сезона, а также от цикла солнечной активности [Троицкая, 1961; Матвеева, 1969]. Наибольшее число возмущений с периодом  $T < 2$  с в области широт  $57-71^\circ$  появляется днем. К югу и северу от этой области максимум числа случаев их появления смещается соответственно на утренние и ночные часы местного времени. Вариации с  $T > 2$  с характерны для высоких широт. Наибольшее число их регистрируется в послеполуденные часы.

В эпоху максимума солнечной активности четкой зависимости частоты появления колебаний  $Pc_1$  от сезона не наблюдается. В эпоху минимума солнечной активности для вариаций с  $T < 2$  с отмечается четкий максимум в месяцы равноденствия. Для этих же вариаций установлен максимум числа случаев их появления при спаде солнечной активности.

КУП представляют собой широкополосный шумовой сигнал средней продолжительностью около 40 мин [Мальцева и др., 1971]. Появление их связано с резким усилением магнитной активности. Отмечена азимутальная асимметрия спектров КУП, заключающаяся в том, что средняя частота их в фиксированный момент мирового времени зависит от долготы: в восточной части Земли она выше, чем в западной.

Иррегулярные колебания  $Pi_1$  обычно предшествуют интервалу КУП. Они могут быть представлены либо отдельными всплесками, либо сплошным шумовым сигналом [Мальцева и др., 1971]. Некоторые исследователи среди пульсаций  $Pi_1$  выделяют две категории: с периодом 0,5–2,5 с небольшой амплитуды и с периодом 0,9–1 с значительной амплитуды [Clangeand et al., 1968].

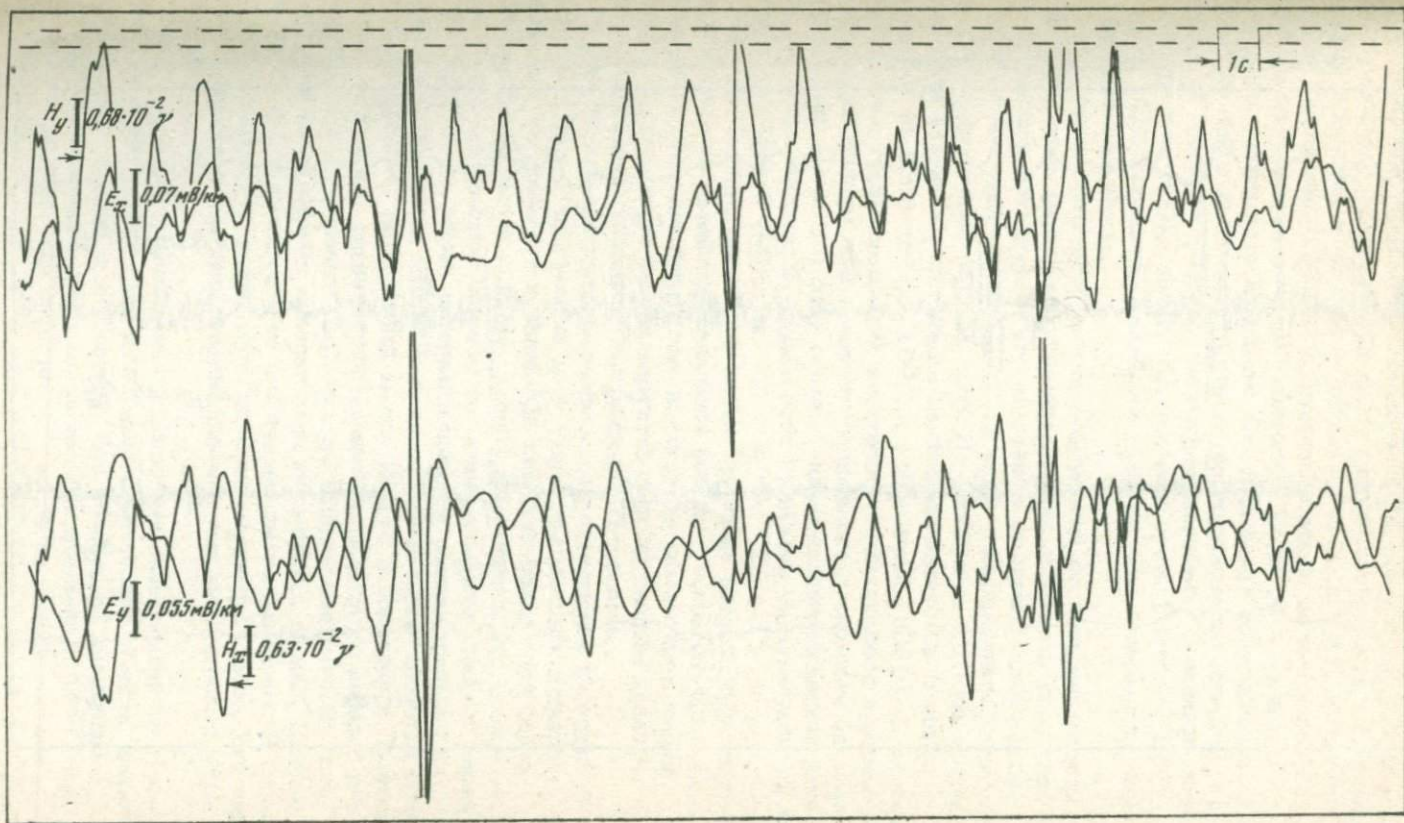


Рис. 2. Осциллограмма возмущений естественного поля в период приближающейся грозы; п.Пренай, Калининградская обл., 1967 г.

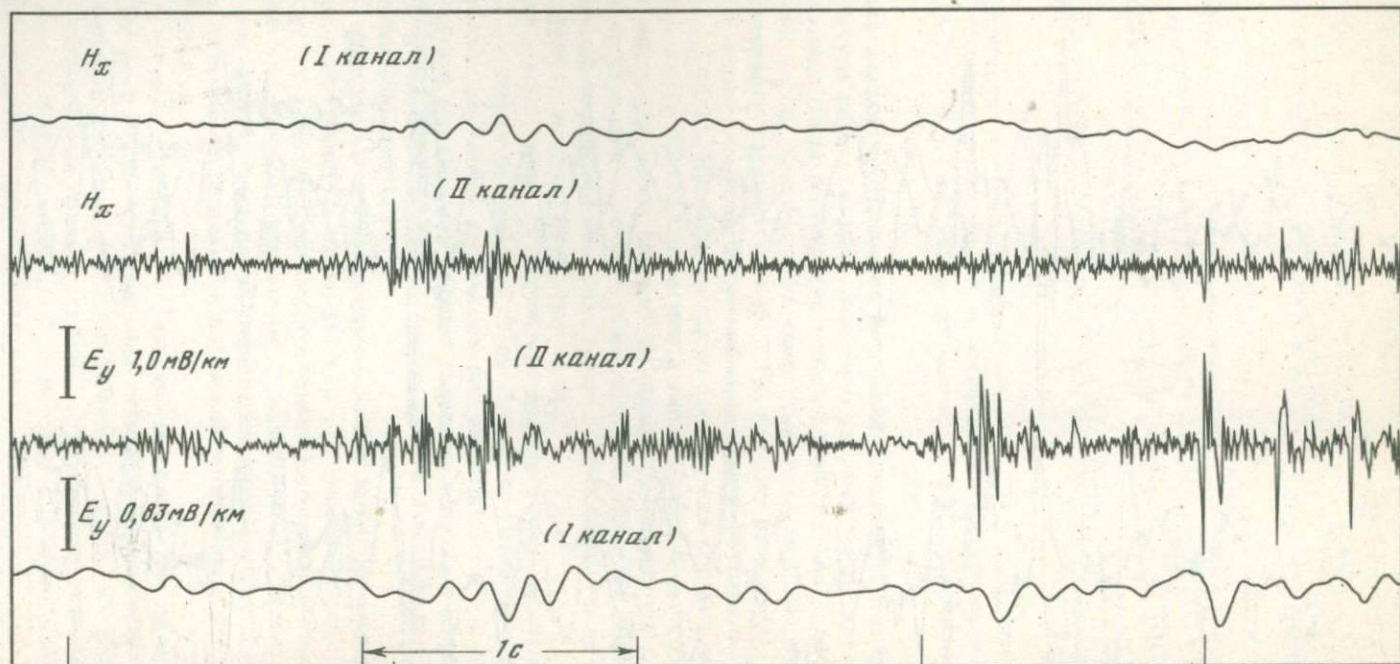


Рис. 3. Синхронная запись возмущений естественного поля: в I и II каналах, с. Шапошниково, Курская обл., 10 июля 1958 г., 01<sup>h</sup>40<sup>m</sup>

В диапазоне выше 1 Гц широко развиты возмущения, обусловленные грозовыми разрядами. Разряды молний возбуждают электромагнитные колебания в интервале частот 50–100 кГц [Краснушкин, 1962; Михайлова, 1962]. За высокочастотной частью через несколько миллисекунд следуют колебания частотой в несколько сотен герц, состоящие из одного или нескольких полупериодов уменьшающейся амплитуды. Количество полупериодов низкочастотной части грозового разряда, получившей название "медленного хвоста" [Appleton, 1937], зависит от времени суток [Нербут, 1957; Терлеу, 1959; Белянский, Михайлова, 1961]. Оно минимально днем и максимально утром.

Морфологические особенности возмущений от грозовых разрядов, как показывает анализ экспериментального материала, определяются мощностью источника и его удалением от пункта наблюдения. Отмечаемые в диапазоне 0,1–10 Гц единичные импульсы характерны для сравнительно близких гроз. На расстоянии 100 км энергия излучения отдельных грозовых разрядов изменяется в широких пределах: от 58,5 до  $1,5 \cdot 10^8$  Дж [Михайлова, 1969]. В период приближения грозы изменение электростатического поля и перемещение зарядов у земной поверхности приводит к сложным формам возмущений. На общем фоне осложненной осциллографической записи, как видно из рис. 2, выделяются колебания квазисинусоидальной формы частотой 0,7–2,0 Гц.

Мощные и значительно удаленные грозовые разряды обуславливают колебания квазисинусоидальной формы с основной частотой около 8 Гц. Эти колебания, как показывает анализ приведенной на рис. 3 синхронной записи вариаций поля по разным каналам, преимущественно связаны с импульсными сигналами.

Таким образом, грозовые разряды регистрируются на осциллограммах в форме возмущений двух типов: импульсных сигналов различной длительности и колебаний квазисинусоидальной формы [Владимиров, Крылов, 1964]. Преобладает первый тип возмущений. Часто импульсные сигналы на осциллограммах следуют через 1/6–1/10 с; т.е. через интервалы времени распространения их вокруг земного шара, что подтверждает волноводные свойства сферической области, заключенной между Землей и ионосферой. В этих случаях амплитуды сигналов постепенно уменьшаются, нередко они сохраняют свою первоначальную форму. Импульсные сигналы, как правило, несимметричны относительно нуля—пункта записи. Наиболее четко они проявляются по электрическим компонентам. В магнитных компонентах импульсные сигналы выражены слабее, что связано с фильтрующими свойствами применяемых индукционных магнитоприемников.

Отмеченные морфологические особенности возмущений от грозовых разрядов связаны со свойствами сферической области, заключенной между Землей и ионосферой. Эта область по сравнению с окружающей ее средой имеет проводимость примерно в  $10^{11}$  раз меньшую, а поэтому она представляет собой не только волновод,

но и резонатор. Возможность возникновения в указанной области резонансных колебаний теоретически была обоснована в 1953 г. [Шуман, 1955]. При решении задачи распределения поля вертикального и горизонтального диполей в сферической области, ограниченной хорошо проводящими Землей и ионосферой, была получена формула для вычисления резонансных частот эндовибратора:

$$f = \frac{c}{2\pi a} \sqrt{n(n+1)},$$

где  $f$  — резонансная частота, в герцах,  $a$  — радиус Земли,  $c$  — скорость света,  $n$  — порядковый номер тона. Резонансные тона эндовибратора, вычисленные по этой формуле, оказались равными 10,6; 18,4; 26,7 Гц и т.д., т.е. завышенными относительно экспериментальных данных. Впоследствии теоретические расчеты были проведены для ионосферы с различной проводимостью [Wait, 1960, 1964; Tompson, 1962], и получены значения резонансных частот, удовлетворительно соответствующие экспериментальным.

Наличие в естественном электромагнитном поле основного резонансного тона эндовибратора частотой около 8 Гц экспериментально установлено в 50-е годы [Schumann, König, 1954; Владимиров, Никифорова, 1959]. Остальные резонансные тона на осциллограммах в явном виде проявляются редко. Их можно обнаружить при помощи спектрального анализа возмущений сложной формы. Так, анализ с помощью ЭВМ записей поля, не содержащих сигналов волновой формы и полученных короткими интервалами в 12 мин через два часа в течение одного дня, дал следующие значения резонансных частот эндовибратора: 7,8; 14,1; 20,3; 26,4; 32,5 Гц и т.д. [Balsler, Wagner, 1960]. Аналогичные данные получены по наблюдениям в разных районах, например в Норвегии и на Шпицбергене [Egeland, Larsen, 1967], где была также установлена возможность определения электромагнитных резонансов при записях поля в течение нескольких секунд.

Возмущения поля, близкие к электромагнитным резонансам, проявляются одновременно на магнитосопреженных пунктах [Yonagihara, 1964]. Предполагается, что такого рода возмущения могут быть вызваны электрическим полем, обусловленным внезапным выбросом заряженных частиц из атмосферы в нижние слои ионосферы. Горизонтальные размеры электрического поля при этом должны превышать  $10^4$  км<sup>2</sup>.

Таким образом, в настоящее время можно считать установленным, что в диапазоне 5–40 Гц спектр естественного электромагнитного поля, усредненный за время, значительно превышающее период возмущения, достаточно стабилен и имеет, как видно из рис. 4, форму понижаящейся кривой с максимумами на резонансных частотах. В энергетическом спектре выделяется основная частота 7,8 Гц. Этим объясняется появление на осциллограммах большого числа колебаний с частотой, соответствующей главному максимуму спектра поля. Характерной особенностью этих возмуще-

Рис. 4. Теоретический (1) и экспериментальный (2) спектры ультразвукового излучения

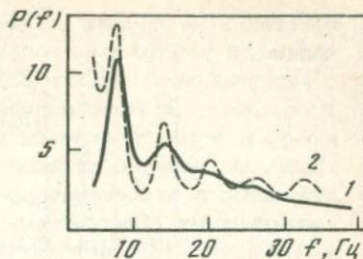


Рис. 4.

Рис. 5. Осциллограмма первого резонансного тона, следующего за импульсным сигналом

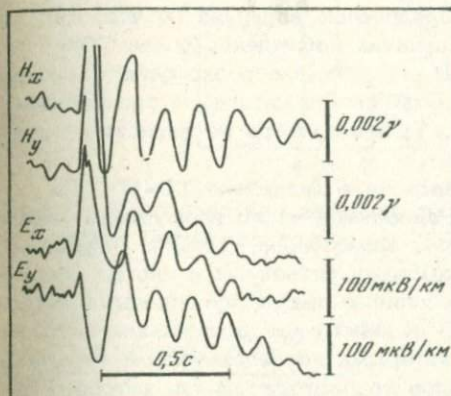


Рис. 5.

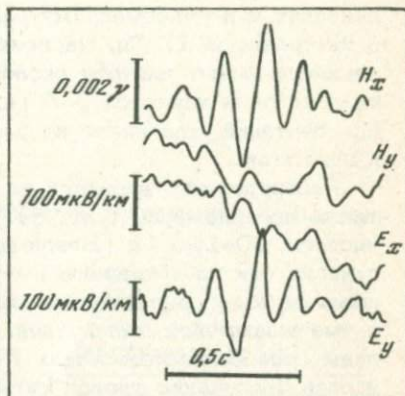


Рис. 6.

ний является их незначительная длительность. На осциллограммах они следуют друг за другом, образуя группу колебаний длительностью не более одной секунды. Колебания, входящие в одну группу, следуют за импульсным сигналом и имеют уменьшающуюся со временем амплитуду (рис. 5). Отмечаются также группы колебаний квазисинусоидальной формы частотой около 8,0 Гц с плавным возрастанием, а затем понижением амплитуды (рис. 6). Как правило, перед такими возмущениями импульсные сигналы отсутствуют. Отметим, что такого рода возмущения, образующие группы до десяти колебаний, могут быть вызваны энергетическими установками для бурения скважин.

Экспоненциальная форма колебаний, следующих за импульсным сигналом, характеризует добротность сферического эндовибратора. Если исходить из аналогии резонатора и колебательного контура, то добротность  $Q$  сферической области может быть определена по формуле [Рамо, Уиннери, 1950]

$$Q = \pi/\theta,$$

где  $\theta$  — логарифмический декремент затухания, численно равный относительному уменьшению амплитуд за период группы колебаний. Анализ данных, полученных по материалам наблюдений на многих

пунктах в различных регионах СССР, показал, что значение  $Q$  оказывается устойчивым только по двум-трем колебаниям от точки с максимальной амплитудой. По остальным колебаниям группы добротность полости определяется с большим разбросом. По-видимому, в этом отражается влияние полей от дополнительных источников. Осреднение по многим результатам вычислений дало значение добротности эндовибратора 5,7 [Крылов, Владимиров, 1967]. Статистическими способами добротность эндовибратора оценивается в 4,0 и 5,3 [Gendrin, Stefant, 1962]. Заниженные значения добротности, по-видимому, обусловлены искажениями от близких гроз, приводящими к сглаживанию пиков на спектральной кривой.

Характер энергетического спектра, изображенного на рис. 4, приводит к неравномерному распределению вариаций по частоте в интервале 2-12 Гц. На всех пунктах наблюдения более 70% вариаций имеют частоту около 8,0 Гц; крайне редко регистрируются колебания частотой 3-5 Гц. Отмеченное частотное распределение вариаций, как видно из рис. 7, практически не зависит от времени суток.

Распределение вариаций по частоте в диапазоне 10-100 Гц также неравномерно (рис. 8). Наибольшее число возмущений имеют частоты 60-100 Гц [Владимиров, Клейменова, 1962]. Морфологически они представлены импульсными сигналами и иногда следующими за ними двумя-тремя колебаниями квазисинусоидальной формы с уменьшающейся амплитудой. В основном эти возмущения обусловлены грозовой активностью. Некоторыми исследователями наблюдалось увеличение уровня сигналов на частоте 33 Гц, которое связывается с гирочастотой ионов натрия, присутствующих на различных высотах в ионосфере [Aarons, 1956].

Возмущения естественного электромагнитного поля в диапазоне 100-1000 Гц в период наблюдения имели преимущественные частоты 400-500 Гц. Эти возмущения на осциллограммах обычно состоят из высокочастотного всплеска и следующих за ним двух колебаний частотой около 150 Гц. В начальной части возмущения несимметричны относительно нуля-пункта записи. Это явление можно отнести за счет влияния сферичности волновода, которое начинает сказываться с расстояния более 500-600 км [Шабалин, 1969]. Анализ синхронных записей по различным каналам, одна из которых приведена на рис. 9, позволил определить спектральный состав зарегистрированных возмущений и отнести их к проявлению грозовой деятельности. Отметим, однако, что в экзосфере Земли может генерироваться излучение на частоте 400 Гц [Brice, 1965]. В некоторых районах максимальная напряженность поля наблюдалась на частоте 700 Гц, что вызывается, по-видимому, гироизлучением протонов на значительных высотах [Egeland et al., 1965, 1966].

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о неравномерном, но практически сплошном спектре естественного электромагнитного поля Земли в рассматриваемом диапазоне частот. Наибольший интервал этого диапазона принадлежит вариациям

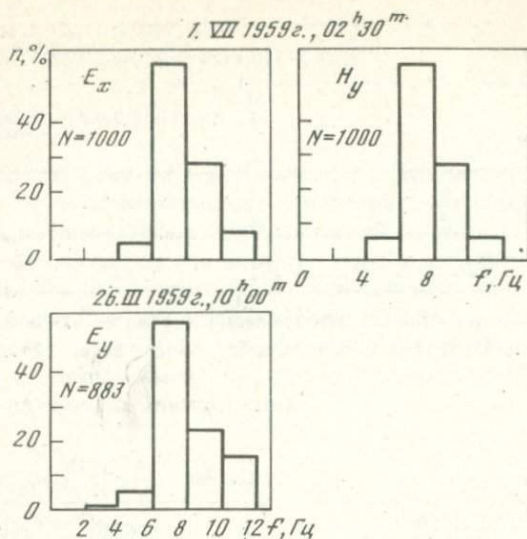


Рис. 7. Распределение вариаций по частоте в диапазоне 2–12 Гц; с. Роговка, Черниговская обл., 1959 г.

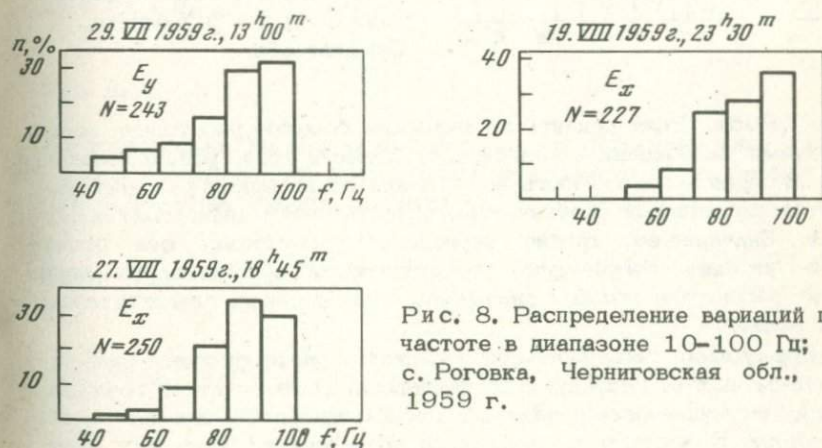


Рис. 8. Распределение вариаций по частоте в диапазоне 10–100 Гц; с. Роговка, Черниговская обл., 1959 г.

грозового происхождения, спектр которых имеет максимум на частотах 6–10 и 60–200 Гц [Агапов, 1956; Alpert et al., 1967]. Зафиксирована высокая повторяемость сигналов частотой выше 6 Гц. Так, на Балтийском щите в апреле 1963 г. в интервале 6–30 Гц зарегистрировано не менее 20 вариаций каждой частоты в минуту; на территории Днепроовско-Донецкой впадины в сентябре 1960 г. — более 10 сигналов каждой частоты в минуту (рис. 10), а в интервале 100–700 Гц даже более 10 вариаций в секунду [Владими-

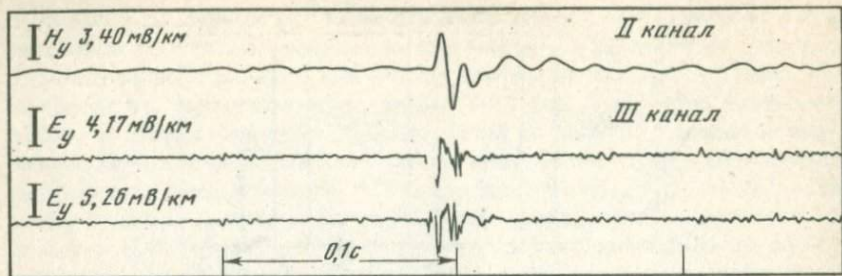


Рис. 9. Синхронная запись возмущений естественного поля во II и III каналах; п.Желдаки, Сумская обл., 3 октября 1960 г., 02<sup>h</sup>50<sup>m</sup>

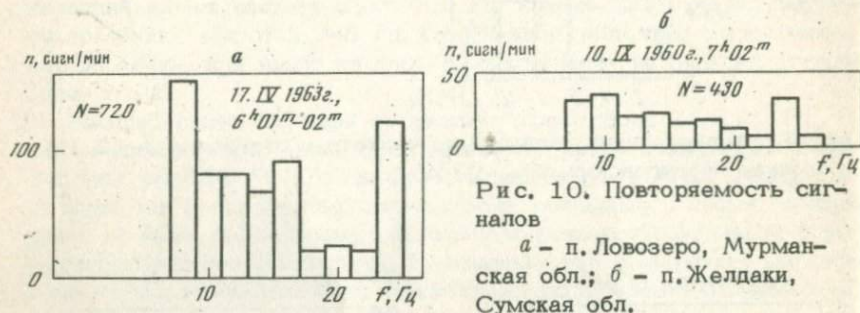


Рис. 10. Повторяемость сигналов

*a* - п. Ловозеро, Мурманская обл.; *б* - п. Желдаки, Сумская обл.

ров, 1965]. Если принять во внимание большое расстояние между пунктами наблюдения и различие во времени года, можно полагать, что высокая повторяемость возмущений от грозových разрядов является характерной особенностью естественного электромагнитного поля. Значение ее трудно переоценить, поскольку она открывает широкие перспективы практического использования вариаций рассматриваемого диапазона при решении геологоразведочных задач.

Возмущения геомагнитного происхождения приурочены лишь к краевым частям исследуемого диапазона. Однако четкой границы между возмущениями различного происхождения до сих пор не обнаружено. В частности, некоторые исследователи полагают, что возмущения геомагнитной природы ограничены частотой 20 Гц, так как только до этой частоты отмечается надежная корреляция с магнитной интенсивностью [Aarons, 1956]. Другими исследователями эта граница связывается с минимумом амплитудных значений, зарегистрированных на частоте около 3 Гц [Клейменова, 1963, 1965]. Вполне возможно, что такой границы не существует, а в некотором частотном интервале вариации геомагнитного происхождения подавлены более интенсивными вариациями грозového характера.

# Амплитудные характеристики естественного электромагнитного поля

## Горизонтальные компоненты поля

Определение зависимости напряженности компонент электромагнитного поля от геоэлектрической характеристики разреза представляет большой теоретический и практический интерес. Поэтому рассмотрим эту зависимость для модели плоской линейно поляризованной волны, падающей вертикально сверху вниз на горизонтально однородную среду [Владимиров, Крылов, 1964].

На границе раздела Земля - воздух между падающей волной ( $E_{\text{пад}}, H_{\text{пад}}$ ), наблюдаемой ( $E_0, H_0$ ) и отраженной ( $E_{\text{отр}}, H_{\text{отр}}$ ) справедливы следующие соотношения:

$$E_{\text{пад}} + E_{\text{отр}} = E_0,$$

$$H_{\text{пад}} + H_{\text{отр}} = H_0.$$

Импедансы атмосферы  $Z_1$  и слоистого полупространства  $Z_2$  могут быть определены по формулам:

$$Z_1 = E_{\text{пад}}/H_{\text{пад}} = -E_{\text{отр}}/H_{\text{отр}},$$

$$Z_2 = E_0/H_0.$$

Из приведенных формул можно получить соотношение между падающей и отраженной волной и определить результирующее значение напряженностей на границе раздела:

$$E_{\text{отр}}/E_{\text{пад}} = -H_{\text{отр}}/H_{\text{пад}} = (Z_2 - Z_1)/(Z_2 + Z_1), \quad (1.1)$$

$$E_0 = E_{\text{пад}} \cdot 2Z_2/(Z_2 + Z_1), \quad (1.2)$$

$$H_0 = H_{\text{пад}} \cdot 2Z_1/(Z_2 + Z_1).$$

Так как  $Z_1 \gg Z_2$ , то соотношения (1.1) и (1.2) преобразуются к виду

$$E_0 = 2(Z_2/Z_1)E_{\text{пад}}; \quad H_0 = 2H_{\text{пад}}. \quad (1.3)$$

Таким образом, теоретические расчеты показывают, что для магнитного поля влияние слоистого полупространства отразилось в удвоении амплитуды падающей волны независимо (с известной

степенью приближения) от параметров полупространства. Напряженность наблюдаемого электрического поля прямо пропорциональна импедансу подстилающей среды.

Результаты полевых исследований, приведенные в табл. 1, согласуются с теоретическими расчетами. Чем выше сопротивление пород, слагающих геоэлектрический разрез, тем больше напряженность электрического поля. Так, например, на частотах 6–10 Гц наименьшая величина средней напряженности  $E$  (0,045 мВ/км) зарегистрирована в Крымском прогибе, в котором развита мощная толща майкопских и эоценовых глин, характеризующихся низкими значениями кажущегося электрического сопротивления  $\rho_T$ . При значениях  $\rho_T = 20\text{--}30$  Ом·м, отмечаемых обычно на мощных толщах песчано-глинистых отложений, напряженность электрического поля на тех же частотах составляет в среднем 0,15 мВ/км. В районах, где осадочные отложения почти отсутствуют и на дневную поверхность выходят изверженные породы очень высокого сопротивления, напряженность поля достаточно велика – несколько десятков милливольт на 1 километр. Таким образом, в зависимости от проводимости пород, слагающих геоэлектрический разрез, наблюдаемая средняя напряженность электрического поля на частотах 6–10 Гц изменяется более чем на два порядка. Аналогичная зависимость напряженности от характера разреза отмечается и на меньших частотах.

Наблюдаемая напряженность электрического поля на частотах 6–10 Гц, как показывает анализ табл. 1, значительно меньше, чем на частотах 1–2 и 70–100 Гц. Завышенные значения интенсивности  $E$  для частот 70–100 Гц для некоторых районов могут быть связаны с повышенными значениями  $\rho_T$  верхней толщи разреза. Возможно также, что, несмотря на примененные меры предосторожности (выбор пунктов наблюдения вдали от промышленных центров, наличие специальных фильтров в регистрирующей аппаратуре и др.), на результатах измерений в области высоких частот отразилось влияние промышленных помех. Однако для большинства районов напряженность поля возросла, несмотря на низкоомный характер верхней толщи разреза. По-видимому, можно полагать, что на частотах 70–100 Гц по сравнению с основной резонансной частотой эндовибратора напряженность первичного поля в два–три раза выше.

Совершенно иной характер зависимости от частоты имеет горизонтальная составляющая магнитного поля, которая согласно теоретическим исследованиям слабо зависит от электропроводности среды. Анализ табл. 1 свидетельствует об уменьшении напряженности  $H$  с увеличением частоты. Так, в интервале 6–10 Гц по сравнению с интервалом 0,1–1,0 Гц напряженность магнитного поля уменьшается до 10 раз. Почти на всех пунктах на основном тоне эндовибратора она практически одинакова и равна 0,005 у. Аналогичный характер зависимости  $H$  от  $f$  впервые был установлен Г. Виллисом в 1948 г. [Willis, 1948], а затем подтвержден другими исследователями [Владимиров, Крылов, 1964; Wilcox, 1960].

Таблица 1

Средняя напряженность компонент естественного электромагнитного поля

Пункты наблюдения	Период наблюдений	$\rho_T$ (Ом·м) на частоте 8 Гц	Интервалы частот, Гц				$\rho_T$ (Ом·м) на частоте 80 Гц
			0,1-1,0	1,0-2,0	6,0-10,0	70,0-100	
1	2	3	4	5	6	7	8

## Днепроовско-Донецкая впадина

Шапошниково	Июль	40	-	-	0,33	0,48	16
Курской обл.	1958 г.		-	-	0,80	0,60	
Роговка Черниговской обл.	Июнь-август 1959 г., октябрь 1960 г.	30	-	2,30	0,55 0,157 0,70	0,24 0,60	20
Желдаки Сумской обл.	Сентябрь-октябрь 1960 г.	30	-	0,44 4,40	0,14 0,80	0,61 0,90	50

## Крымский прогиб

3113 Матросовка Крымской обл.	Сентябрь-октябрь 1959 г.	4	-	-	0,045 0,90	0,07 0,60	
-------------------------------	--------------------------	---	---	---	---------------	--------------	--

## Средне-Русская впадина

Чаяново Ярославской обл.	Июль 1961 г.	45	0,18	-	0,18 0,70	0,40	~15
Кондаково Ярославской обл.	Август 1963 г.		-	-	0,08	-	
Харламово Вологодской обл.	Август 1963 г.		-	-	0,12	-	

## Волыно-Подольская плита

Исаковцы Хмельницкой обл.	Сентябрь-октябрь 1961 г., май-октябрь 1962 г.	100	1,34 4,50	0,93 2,20	0,50 1,00		
---------------------------	---	-----	--------------	--------------	--------------	--	--

## Припятская впадина

Величковичи Гомельской обл.	Август 1961 г.	20	0,23	-	0,16 0,80	0,28	~100
Проходы Гомельской обл.	30 августа-25 сентября 1964 г.	14	0,53 3,0	0,032 0,60	0,128 0,60		



Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Слободка Гомельской обл.	11-24 августа 1965 г.	14	$\frac{0,07}{2,20}$	$\frac{0,025}{4,20}$	$\frac{0,11}{0,40}$		
Баяново Гомельской обл.	4-9 сентября 1965 г.	12	$\frac{0,036}{1,10}$	-	$\frac{0,187}{0,70}$		
Казанск Гомельской обл.	3-12 сентября 1965 г.	18	$\frac{0,105}{3,00}$	-	$\frac{0,134}{0,60}$		
Сосновка Гомельской обл.	18-29 сентября 1963 г.	14	$\frac{0,14}{3,10}$	$\frac{0,18}{1,80}$	$\frac{0,11}{0,70}$		
Ровенская слоб. Гомельской обл.	18-29 сентября 1967 г.	18	$\frac{0,05}{4,23}$	$\frac{0,044}{0,75}$	$\frac{0,11}{0,45}$		
Речица Гомельской обл., скв. Р-1	31 августа-7 сентября 1968 г.	19	$\frac{0,053}{1,51}$	$\frac{0,036}{0,38}$	$\frac{0,11}{0,59}$		
То же, скв. Р-3	11-18 сентября 1968 г.	8	$\frac{0,045}{3,60}$	-	$\frac{0,083}{0,48}$		
Бессарабская плита							
Пожарены Молдавской ССР	22-29 сентября 1965 г.	17	$\frac{0,15}{1,80}$	-	$\frac{0,15}{0,57}$		
Бужоры Молдавской ССР	22-27 сентября 1965 г.	14	$\frac{0,15}{1,56}$	-	$\frac{0,075}{0,70}$		
Белорусский кристаллический массив							
Домашковичи Витебской обл.	Август 1961 г.	35	$\frac{0,28}{1,20}$	-	$\frac{0,28}{0,50}$	$\frac{0,38}{0,50}$	~20
Смольницы Минской обл.	7-20 июля 1964 г.	13	$\frac{0,25}{2,30}$	$\frac{0,074}{1,88}$	$\frac{0,27}{0,74}$		
Липово Минской обл.	7-10 августа 1964 г.	50	$\frac{0,54}{2,40}$	$\frac{0,69}{2,30}$	$\frac{0,33}{0,60}$		
Тимошковщина Минской обл.	8-15 августа 1964 г.	19	$\frac{0,20}{0,91}$	-	$\frac{0,23}{0,86}$		
Плешеницы Минской обл.	24-30 июля 1964 г.	130	-	$\frac{1,01}{2,0}$	$\frac{0,41}{0,61}$		
Бенякони Гродненской обл.	27-30 июля 1969 г.	200	$\frac{3,80}{9,00}$	$\frac{1,30}{1,80}$	$\frac{0,44}{0,47}$		

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Балтийский щит							
Ловозеро Мурманской обл.	14-30 ноября 1964 г.	6000	$\frac{7,0}{10,0}$	-	$\frac{4,0}{-}$		
Польско-Литовская синеклиза							
Луговое Калининградской обл.	13-23 июля 1967 г.	14	$\frac{0,122}{5,00}$	$\frac{0,090}{1,10}$	$\frac{0,122}{0,50}$		
Приозерское Калининградской обл.	30 июля-8 августа 1967 г.	16	-	$\frac{0,073}{0,90}$	$\frac{0,13}{0,60}$		
Пренай Литовской ССР	27 августа-3 сентября 1967 г.	17	$\frac{0,074}{2,00}$	$\frac{0,072}{1,30}$	$\frac{0,10}{0,43}$		
Саснава Литовской ССР	17-29 июля 1968 г.	17	$\frac{0,03}{3,90}$	-	$\frac{0,155}{0,60}$		
Леленис Литовской ССР	6-15 августа 1968 г.	12	$\frac{0,15}{2,50}$	$\frac{0,032}{0,38}$	$\frac{0,11}{0,47}$		
Побирже Литовской ССР	13-22 июля 1969 г.	20	$\frac{0,26}{3,76}$	-	$\frac{0,17}{0,52}$		
Украинский кристаллический массив							
Дзвоница Винницкой обл.	Сентябрь 1969 г.	6000	$\frac{2,80}{2,90}$	-	$\frac{5,30}{1,40}$		
Кокчетавская глыба							
Боровое Кокчетавской обл.	Август-сентябрь 1970 г.	$10^4$	$\frac{28,0}{40,0}$	$\frac{18,0}{10,0}$	$\frac{4,50}{0,80}$		
Жукей Кокчетавской обл.	Сентябрь 1971 г.	$10^4$	$\frac{13,1}{2,80}$	-	$\frac{10,3}{0,64}$		

Примечание. В числителе дана средняя напряженность электрического поля в мВ/км, в знаменателе - магнитного поля в  $10^{-2}$  γ.

Энергетический спектр  $G_T$  геомагнитного поля в широком диапазоне периодов может быть описан степенной функцией [Дубровский, 1969]:

$$G_T = \frac{h^2}{\pi} T^{2k+1},$$

где  $k = 0,65$  - коэффициент, определяющий характер спектрального распределения в условиях горизонтально слоистой среды;  $h =$

Таблица 2

Средняя напряженность компонент электромагнитного поля на частоте около 8 Гц; п. Хаит, 1966 г.

Компонента	Июль	Август	Сентябрь
$E_x$ , мВ/км	0,71	0,59	0,51
$E_y$ , мВ/км	0,34	0,27	0,26
$H_x$ , $10^{-2}$ у	0,41	0,34	0,30
$H_y$ , $10^{-2}$ у	0,42	0,32	0,37

$= 0,035$  у — средняя амплитуда возмущений при периоде в 1 с. На графике значения  $G_T$  ложатся на прямую, наклоненную к оси абсцисс под углом  $67^\circ$ . Отметим, что приведенное соотношение не учитывает пространственного изменения интенсивности  $H$ , а поэтому правильность его, по нашему мнению, вызывает сомнение.

Многочисленные наблюдения свидетельствуют о непостоянстве амплитуды атмосфериков в течение суток. Ночью она меньше, чем днем [Владимиров, Никифорова, 1959]. На меридиональной составляющей магнитного поля  $H_x$  ежедневно отмечаются два максимума в  $9^{h00m}$  и  $22^{h00m}UT$ . На другой составляющей меньшей интенсивности наблюдается третий максимум амплитуд в  $15^{h0m}UT$  [Etcheto, Sterne, 1964]. По данным других исследователей, максимальный уровень сигналов фиксируется в период 14–20 ч местного времени, а минимальный — перед восходом солнца [Holser, Deal, 1956; Goldberg, 1956; Benoit, 1960]. Таким образом, в интенсивности атмосфериков отмечается четко выраженный суточный ход, который связывается с изменением грозовой активности. Суточный ход наблюдается также и в амплитуде резонансных колебаний эндовибратора. Этот ход, как показали экспериментальные исследования, для различных тонов не идентичен. Так, например, второй и четвертый тона имеют максимум амплитуды примерно в послеполуденные часы по местному времени. Первый и третий тона в течение суток имеют соответственно три и два максимума. Резонансные частоты в течение суток изменяются незначительно, всего на несколько десятых долей герца [Balser, Wagner, 1962].

Отмечается зависимость интенсивности атмосфериков от сезона. Максимум интенсивности приурочен к декабрю и январю, а минимум — к апрелю и маю, причем за год интенсивность изменяется примерно в два раза [Gustafson et al., 1960].

Амплитуда резонансных колебаний в течение года также непостоянна. Это подтверждено исследованиями за период июль–сентябрь 1966 г. в п. Хаит ТаджССР, где регистрация основного тона эндовибратора осуществлялась ежедневно короткими интервалами в течение двух минут ровно в  $21^{h00m}$  по московскому вре-

мени. Приведенные в табл. 2 данные, осредненные по многочисленным наблюдениям, свидетельствуют о постепенном уменьшении интенсивности основного тона.

Таким образом, напряженность горизонтальных составляющих естественного электромагнитного поля в диапазоне периодов 0,1–1000 Гц изменяется в широких пределах. Привлекает внимание низкая интенсивность горизонтальных компонент магнитного поля в области резонансных частот эндовибратора. Измерение таких величин, имеющих порядок  $10^{-8}$  Э, возможно лишь высокочувствительной измерительной аппаратурой.

### Вертикальная компонента элентрического поля

Вертикальные земные токи впервые исследовались в условиях горного рельефа. Эти исследования отметили высокую интенсивность электрического поля в горных районах. Так, в горах Швейцарии максимальные значения ее достигали 600 мВ/км [Koenigsberger, 1925], а в зоне вечных снегов Эльбруса – 1 В/км [Краев, 1940]. О происхождении вертикальных земных токов высказано несколько гипотез. Так, некоторые исследователи связывают их появление с разностью температур между вершиной и подошвой горного хребта [Obergruppenberger, 1924]. Другие объясняют их радиоактивным распадом веществ в недрах земной коры. Образующиеся при распаде положительные ионы более подвижны и, достигая земной поверхности, они диффундируют в атмосферу. Получающийся избыток отрицательных зарядов на вершинах гор компенсируется новым притоком положительных ионов [Koenigsberger, 1925]. По результатам работ в районе Эльбруса установлена связь вертикальных земных токов с фильтрационно-кинетическим электрическим полем рек, а также с суточным ходом фильтрации воды в снежном покрове [Краев, 1940]. Детальными работами на территории обсерватории Гуанкайо (Перу) установлена связь между суточными вариациями геомагнитного поля и вертикальными токами [Forbush, 1933]. Однако автор этих исследований тем не менее считает, что возникновение последних обусловлено неоднородностью геоэлектрического разреза. Таким образом, горное поле может создаваться различными факторами.

В последние годы вертикальные земные токи изучаются в условиях равнинного рельефа. Многие из этих исследований имели эпизодический характер. Особенно интересны работы 1967 г., обнаружившие синхронное изменение возмущений вертикальной компоненты  $E_z$  на пунктах, разнесенных на большое (до 800 км) расстояние. Результаты указанных исследований позволили предположить сложную структуру первичной электромагнитной волны и таким образом поставить под сомнение правильность принятой в классической теории магнитотеллурического метода модели падающей вертикально сверху вниз плоской электромагнитной волны [Jones, Geldart, 1967]. В этой теории, как известно, вертикальная компо-

нента  $E_z$  не учитывается, так как на поверхности Земли она предполагается равной нулю.

Анализ выполненных в прошлые годы работ свидетельствует о большом разбросе величин отношения  $E_z/E_{Гор}$ , вычисленного по экспериментальным материалам для каждого пункта наблюдения. Так, на оз. Байкал указанная величина изменялась в пределах от 1/10 до 1/65, а между горизонтальными компонентами электрического поля, измеренными на глубинах 200 и 1100 м, зафиксировано наличие сдвига фаз [Виноградов, 1959]. Большой разброс величины  $E_z/E_{Гор}$ , зарегистрирован также в некоторых районах суши [Benderitter et al., 1970]. В Северном Ледовитом океане при современной точности работ вертикальные токи не были обнаружены [Фонарев, Новьш, 1965].

На границе раздела Земля-воздух в связи с непрерывностью вертикальных токов справедливо соотношение

$$\sigma_0 E_{z0} \Big|_{Гр}^B = \sigma E_z \Big|_{Гр}^3,$$

из которого следует прямая зависимость между вертикальной компонентой  $E_z$  и сопротивлением пород, слагающих верхнюю часть разреза. Этим, по-видимому, можно объяснить разброс средних значений  $E_z/E_{Гор}$ , полученных на различных пунктах наблюдения. Очевидно, что исследование вертикальных токов целесообразно осуществлять на высокоомных разрезах, где благодаря достаточно высокой интенсивности могут быть отчетливо выражены их особенности. На результаты этих измерений могут оказывать искажающее влияние неоднородности геологического строения. Поэтому изучение характеристик вертикальных токов необходимо проводить в различных направлениях, позволяющих оценить искажающее влияние неоднородности среды и выявить характер распространения первичных электромагнитных волн.

Экспериментальные исследования, выполненные под руководством автора в 1971-1972 гг. на Жукейском (Кокчетавская глыба) и Карасьевском (Средний Урал) кристаллических массивах достаточно высокого сопротивления, включали в себя следующие работы:

а) магнитотеллурическим методом определялось распределение вертикальных земных токов по стволам скважин; с целью оценки интенсивности компоненты  $E_z$  вблизи земной поверхности длины измерительных линий доводились до минимально возможных (2-5 м);

б) методом постоянного тока изучалась степень однородности верхней толщи геоэлектрического разреза в пунктах магнитотеллурических работ, а также исследовалось влияние неоднородностей разреза на интенсивность вертикальных земных токов; предполагалось, что сопоставление результатов магнитотеллурического метода и метода постоянного тока, полученных в одних и тех же скважинах при одинаковых длинах приемных диполей, даст необходимые сведения об амплитуде  $E_z$  у земной поверхности;

в) синхронными наблюдениями на пунктах, расположенных на расстоянии до 800 км друг от друга, изучалась степень однородности естественного электромагнитного поля.

Таким образом, в общем комплексе работ по изучению характеристик вертикальных токов существенная роль впервые отводилась методу постоянного тока. Использование этого метода способствовало прежде всего наиболее правильному выбору пунктов наблюдения. Последние согласно результатам круговых ВЭЗ на постоянном токе располагались в районах со спокойным геоэлектрическим разрезом. В частности, приведенные на рис. 11 круговые диаграммы кажущегося сопротивления  $\rho_K$ , имеющие форму овалов, близких к окружностям, свидетельствуют об отсутствии в верхней толще геоэлектрического разреза вблизи пунктов магнитотеллурических работ четко выраженных горизонтальных неоднородностей. Достаточно большая мощность отложений, обусловивших овальную форму круговых диаграмм, обеспечила в верхней части скважин, как будет показано ниже, линейную зависимость между измеряемой разностью потенциалов и длиной приемной установки. Указанная зависимость, по нашему мнению, очень важна при оценке интенсивности вертикальной компоненты  $E_z$  у земной поверхности.

Регистрация  $E_z$  на каждом пункте наблюдения осуществлялась синхронно с регистрацией других компонент электромагнитного поля с помощью идентичной аппаратуры. Вертикальные земные токи измерялись между двумя электродами, один из которых был помещен около устья скважин, а другой, в форме спирали из листового свинца, на различной глубине от 2 до 40 м. На Жукеевском кристаллическом массиве скважина пробурена в монолитных гранодиоритах с удельным сопротивлением до  $10^4$  Ом·м. Во время эксперимента ствол скважины был заполнен водой, удельное сопротивление которой по данным БКЗ достигало нескольких сотен ом на метр. На Карасьевском массиве скважины пробуривались в сильно измененных породах с удельным сопротивлением около  $10^3$  Ом·м. После закладки измерительных установок ствол скважин быстро засорялся, и в них устанавливался режим, аналогичный окружающей среде.

Анализ полученных осциллограмм показал, что развитие возмущений  $E_z$ , так же как и горизонтальных компонент электрического поля  $E_x$  и  $E_y$ , при расстоянии между пунктами наблюдения около 800 км происходит синхронно. Таким образом, подтвердился региональный характер распространения возмущений вертикальных токов, отмеченный ранее [Jones, 1967 г]. Коэффициент корреляции между одноименными компонентами  $E_z$ ,  $E_x$ ,  $E_y$  оказался соответственно равным 0,92, 0,94, 0,47. Низкий коэффициент корреляции между широтной компонентой  $E_y$ , по-видимому, обусловлен малой ее амплитудой на Жукеевском массиве, где земные токи имеют преимущественно субмеридиональную ориентировку. В этих условиях при низкой чувствительности записи компонента  $E_y$  могла не всегда проявляться на осциллограммах.

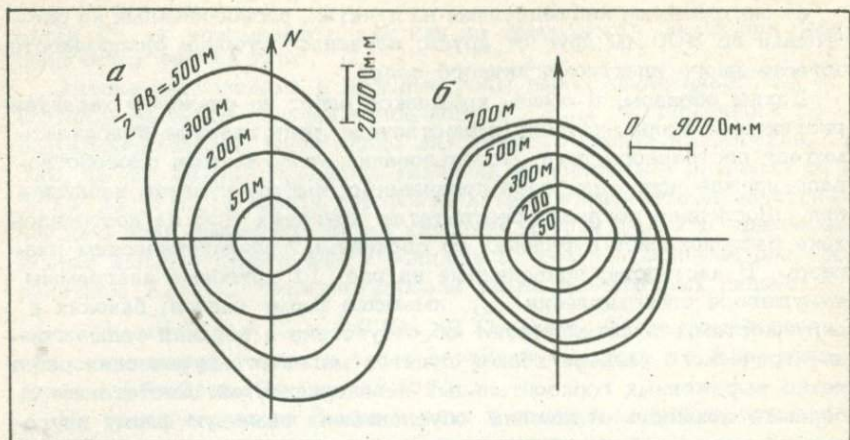


Рис. 11. Круговые диаграммы кажущегося электрического сопротивления  $\rho_K$   
 а - п. Жукей, Кокчетавская обл.; б - п. Караси, Челябинская обл.

Высокий коэффициент корреляции для  $E_z$  при больших расстояниях между пунктами наблюдения может свидетельствовать о сложной структуре первичной электромагнитной волны. Однако не исключено, что на результатах корреляционного анализа отразилась тесная связь  $E_z$  по амплитудным и фазовым характеристикам с горизонтальной компонентой, совпадающей с направлением преимущественной канализации земных токов. На Жукейском массиве  $E_z$  записывается со сдвигом фаз, близким к нулю, с субмеридиональной, а на Карасьевском - с субширотной компонентой электрического поля.

На рис. 12 приведена зависимость между  $E_z$  и  $E_x$ , построенная по материалам Жукейского массива для частот 0,5-2,0 Гц и 8,0 Гц при азимуте большой оси эллипса поляризации электрического поля  $\alpha_E = 0$ . Несмотря на различную глубину проникновения волн в Землю, отмечается практически единый характер зависимости во всем диапазоне частот, что, по-видимому, указывает на одинаковый характер распространения вариаций, имеющих различное происхождение.

По поводу распространения вариаций типа  $Pc1$  имеется несколько точек зрения. Так, для полярных областей направление распространения определено из северной полусферы в южную при групповой скорости  $\sim 2,3 \cdot 10^3$  км/с [Campbell, Thorberry, 1972]. В некоторых работах по синхронным наблюдениям установлены случаи вариаций  $Pc1$  с амплитудой в экваториальных областях, большей, чем в средних и высоких широтах. Такое распределение вариаций может свидетельствовать об их распространении с юга на север [Rognet, 1969]. Однако большинство экспериментальных исследо-

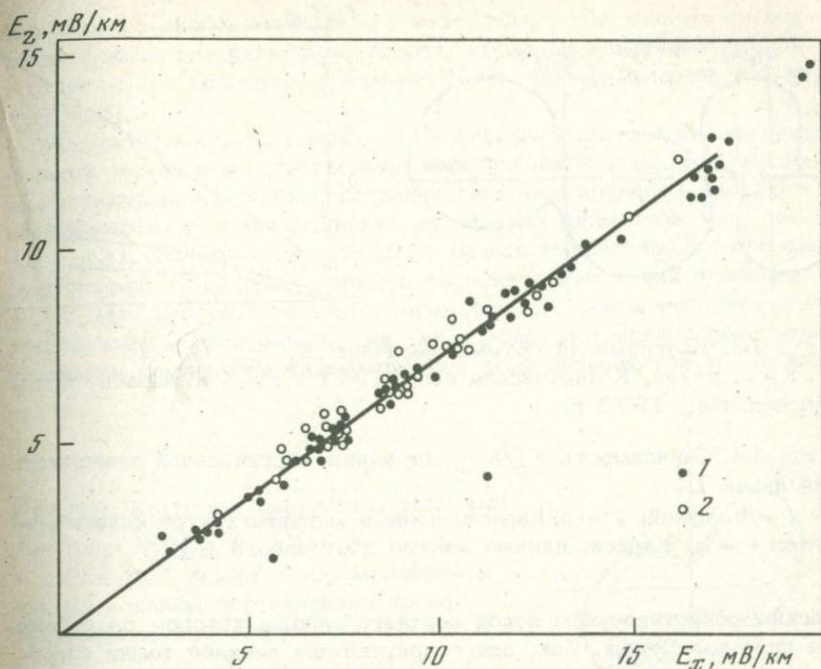


Рис. 12. Зависимость  $E_z$  от  $E_x$  при длине вертикальной измерительной линии 40 м на частотах 0,5–2,0 Гц (1) и 8,0 Гц (2); п. Жулкей, Кокчетавская обл., 1971 г.

ваний указывает на перемещение этих вариаций с севера на юг по волноводу, центрированному на слое  $F_2$  [Manchester, 1966, 1970; Баранский и др., 1967]. Этот волновод эффективен в ночные часы, а днем в нем увеличивается затухание. Групповая скорость распространения возмущений  $Pc1$  оценивается в пределах 500–800 км/с, а величина поглощения 0,56–5,50 дБ/100 км.

Колебания основного резонансного тона эндовибратора, как указывалось выше, связаны с импульсными сигналами, распространяющимися с большой скоростью вдоль земной поверхности.

Рассмотрим безразмерную величину  $K = E_z/E_{Гор}$ . В неоднородных средах ее значение зависит от направления поляризации электрического поля (рис. 13). Максимальные значения фиксируются в направлении преимущественной канализации земных токов, на которое большое влияние оказала тектоника районов, а также горизонтальная неоднородность, расположенная на некотором расстоянии от пунктов наблюдения.

Вблизи земной поверхности на обоих пунктах между величиной  $K$  и длиной измерительной линии  $L$  выявлена линейная зависимость (рис. 14). Ее сопоставление с параметрами геоэлектрических разрезов указывает на связь между величиной  $K$  и электри-

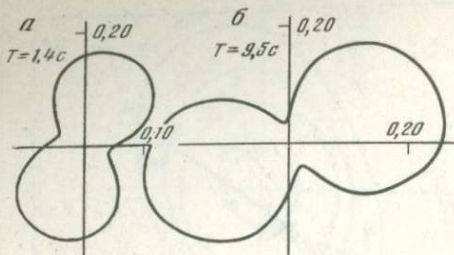


Рис. 13. Круговые диаграммы величины  $E_z/E_{\text{гор}}$   
 а - п. Жукей, Кокчетавская обл., 1971 г.; б - п. Караси, Челябинская обл., 1972 г.

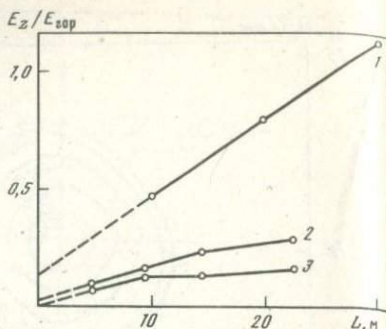


Рис. 14. Зависимость  $E_z/E_{\text{гор}}$  от длины вертикальной измерительной линии  $L$

1 - п. Жукей; 2 - п. Караси, данные магнитотеллурического метода; 3 - п. Караси, данные метода постоянного тока

ческим сопротивлением пород верхнего слоя, в котором расположены приемные линии. Так, при сопротивлении верхней толщи изверженных пород на Жукейском и Карасьевском массивах в 3000 и 1000 Ом·м коэффициент  $K$  при длине измерительной линии 10 м соответственно равен 0,48 и 0,16.

Отметим, что значения  $K$ , вычисленные для измерительных линий малой длины, как видно из рис. 14, ложатся на прямые, не проходящие через начало координат. Величина  $K_0$ , полученная экстраполяцией линейной зависимости между коэффициентом  $K$  и длиной измерительной линии, может быть использована для ориентировочной оценки верхнего предела амплитуды вертикальной компоненты электрического поля  $E_{z0}$  у земной поверхности. Так, для Карасьевского массива при  $K = 0,02$  и  $E_{\text{гор}} = 5$  мВ/км (средняя напряженность горизонтальной составляющей электрического поля на частотах 1,0 - 8,0 Гц) этот предел равен 0,1 мВ/км. Более низкие значения для  $E_{z0}$ , но близкие к реальным, могли быть получены при расширении диапазона наблюдаемых вариаций в сторону высоких частот, что позволило бы определить интенсивность  $E_{\text{гор}}$ , зависящую главным образом от проводимости верхнего слоя разреза.

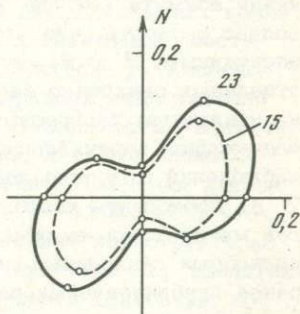
Для более точной оценки амплитуды  $E_{z0}$ , по нашему мнению, целесообразно сопоставление данных, полученных в естественном электрическом поле и в поле постоянного тока с одних и тех же измерительных линий. С этой целью на Карасьевском массиве выполнены измерения  $E_z$  от импульсов тока прямоугольной формы, посылаемых в землю через два заземления, расположенных на дневной поверхности и удаленных на расстояния 150 и 350 м от

скважин. По экспериментальным материалам, полученным по различным азимутам питающего диполя, вычислен коэффициент  $K$  и построены его круговые диаграммы (рис. 15) [Владимиров и др., 1975а, б].

Результаты исследований в поле электрического тока прямоугольной формы и в естественном электрическом поле в качественном отношении идентичны: сохраняется форма круговых диаграмм коэффициента  $K$  и ориентировка их главных диаметров (см. рис. 15 и 13). Однако количественные оценки амплитуды  $E_z$  оказались различными. Для одних и тех же измерительных линий значения  $E_z$  в поле постоянного тока всегда меньше, чем в естественном электрическом поле Земли. Так как в поле постоянного тока вертикальная компонента электрического поля зависит только от неод-

Рис. 15. Круговые диаграммы величины  $E_z/E_{гор}$ ; п. Караси, 1972 г.

$AB = 300$  м,  $MN = 40$  м. Цифры у кривых — длины вертикальных измерительных линий в метрах.



нородности среды и на дневной поверхности, как известно, равна нулю, то параллельный ход приведенных на рис. 14 графиков при измерительных линиях, меньших 10 м, по нашему мнению, позволяет ориентировочно оценить величину  $K$ , а затем и амплитуду  $E_{z0}$ . Отметим, однако, что вследствие неровности погребенного рельефа, приведшей в поле постоянного тока к сложной зависимости коэффициента  $K$  от длины приемного диполя, Карасьевский массив является неблагоприятным для работ по изучению характеристик вертикальных земных токов. Поэтому изучение  $E_z$  изложенными способами следует продолжить на площадях со спокойным геоэлектрическим разрезом. Установлено, что в районах с мощным чехлом осадочных отложений, в которых горизонтальная неоднородность слабо выражена, четкой связи коэффициента  $K$  с азимутом оси поляризации электрического поля не наблюдается [Дымичев, 1971]. Этот коэффициент для постоянного периода может изменяться в широких пределах, тем не менее среднее значение его в интервале 15–45 с остается постоянным. Использование в таких районах совместно с магнитотеллурическими исследованиями метода постоянного тока приведет к эффективным результатам.

Собственно вертикальной компоненты  $E_z$  выявляются в результате исследования общей структуры естественного поля и характера распространения первичных электромагнитных волн. С этой целью осуществляются синхронные регистрации вариаций на пунк-

тах, разнесенных на значительное расстояние. На Карасьевском и Жукейском массивах синхронная регистрация проведена 6 августа 1972 г. в период интенсивной магнитной бури, обеспечившей получение четких записей возмущений шести компонент электромагнитного поля. Анализ экспериментального материала показал различное изменение азимута вектора  $E$  на пунктах наблюдения. На Жукейском массиве это изменение составляло  $49^\circ$ , а на Карасьевском только  $10^\circ$ . По-видимому, на распределении электрического поля могло отразиться влияние горизонтальных неоднородностей, расположенных вдали от пунктов наблюдения и имеющих в районе Карасьевского массива более выраженный характер, чем на Жукейском.

Неоднородность геоэлектрических разрезов, по-видимому, отразилась и на магнитном поле. Однако практически одинаковое изменение азимута вектора  $H$  за период синхронных наблюдений позволяет полагать, что это влияние на обоих пунктах было примерно идентичным. В этом случае различная ориентировка вектора  $H$  для отдельных синхронно записанных возмущений может быть объяснена наклонным распространением падающей электромагнитной волны, содержащей вертикальную компоненту  $E_z$ . На пунктах синхронных наблюдений отмечено практически одновременное (с точностью до 2 с) проявление колебаний с периодом  $T = 35$  с и фазовых сдвигов между ними не обнаружено. Таким образом, результаты выполненных синхронных исследований не подтверждают выводы из ранее опубликованных работ, в которых для вариаций этого периода указывается на наличие фазовых скоростей в пределах 15–60 км/с [Четаев, 1970; Альперович и др., 1969б].

Проведенные экспериментальные исследования позволили установить основные характеристики вертикальной компоненты электрического поля. По синхронным записям отчетливо выявлена связь  $E_z$  с горизонтальной компонентой, совпадающей на каждом пункте с направлением преимущественной канализации земных токов. Эта связь свидетельствует о том, что на формирование вертикальных земных токов существенное влияние оказывает неоднородность геоэлектрических разрезов. Сопоставление данных, полученных в естественном электрическом поле и поле постоянного тока, приводит к такому же выводу.

Результаты выполненных исследований указывают также на наличие компоненты  $E_z$  в первичной электромагнитной волне. Определение интенсивности этой компоненты у дневной поверхности (со стороны Земли) встречает значительные трудности из-за сильного влияния неоднородностей разреза на результаты измерений.

В заключение отметим, что в последние годы наличие вертикальной компоненты  $E_z$  в воздухе экспериментально установлено в различных районах [Красногорская, Ремизов, 1973]. В период экспериментов интенсивность этой компоненты определялась не условиями погоды, а магнитной интенсивностью, причем каждому максимуму горизонтальной составляющей магнитного поля соответствовали экстремальные значения  $E_z$ .

Интенсивность вертикальной компоненты магнитного поля  $H_z$  по сравнению с полной горизонтальной составляющей в диапазоне 0,06 – 10 с во всех регионах по экспериментальным данным меньше в 5–7 раз. С увеличением периода  $T$  амплитуда  $H_z$  возрастает. Интенсивность данной компоненты, как показывает анализ синхронных записей, находится в связи с напряженностью горизонтальных составляющих электромагнитного поля. С горизонтальными компонентами электрического поля, как известно, она связана посредством второго уравнения Максвелла. Экспериментально эта связь впервые исследовалась на анизотропных средах [Yokoyata, 1961].

На Ловозерском и Жукейском кристаллических массивах указанная связь изучалась по синхронным записям модулированных колебаний  $Pc1$ . На неоднородном Ловозерском массиве зависимость  $H_z$  от ориентации полного горизонтального вектора  $E$ , исследованная для небольшого интервала времени, выражена недостаточно четко, что, по-видимому, было обусловлено стабильностью азимута большой оси поляризации электрического поля, а также сложной геоэлектрической структурой района. Повышенные значения напряженности  $H_z$  отмечены при азимуте вектора  $E$  320–340°, что примерно соответствует простиранию геоэлектрической структуры.

Большой интерес для исследования характеристики  $H_z$  представляют интервалы времени, отвечающие узлам серий колебаний, в которых рассматриваемая компонента регистрируется либо с  $E_x$  и  $H_y$ , либо с  $E_y$  и  $H_x$ . При обработке материалов Жукейского массива для группы коррелирующихся колебаний  $E_x, H_y, H_z$  получены соответственно следующие средние значения: 6,7 мВ/км; 7,0 и 3,4 мγ. Для другой группы колебаний  $E_y, H_z, H_x$  — эти значения составляют 3,22 мВ/км, 0 и 9,7 мγ. Из приведенных данных следует, что в широтном направлении, несмотря на повышенные значения напряженности магнитного поля, компонента  $H_z$  отсутствует. Наоборот, в меридиональном направлении при меньшей напряженности магнитного поля компонента  $H_z$  отлична от нуля. Следовательно, на формирование вертикальной компоненты существенное влияние оказывает вектор  $E$ : его направление и напряженность. В условиях Жукейского массива при ориентации этого вектора в субмеридиональном направлении, соответствующем преимущественной канализации земных токов, отмечаются максимальные значения  $H_z$ .

Отчетливая связь между рассматриваемыми компонентами устанавливается также по синхронному ходу отношений  $E_y/H_x$  и  $H_z/H_x$  (рис. 16) или  $E_x/H_y$  и  $H_z/H_y$  [Владимиров, Крылов, 1969].

Результаты выполненных исследований, находящиеся в полном соответствии с теорией, свидетельствуют о том, что  $H_z$ , так же как и горизонтальные компоненты электрического поля, чувстви-

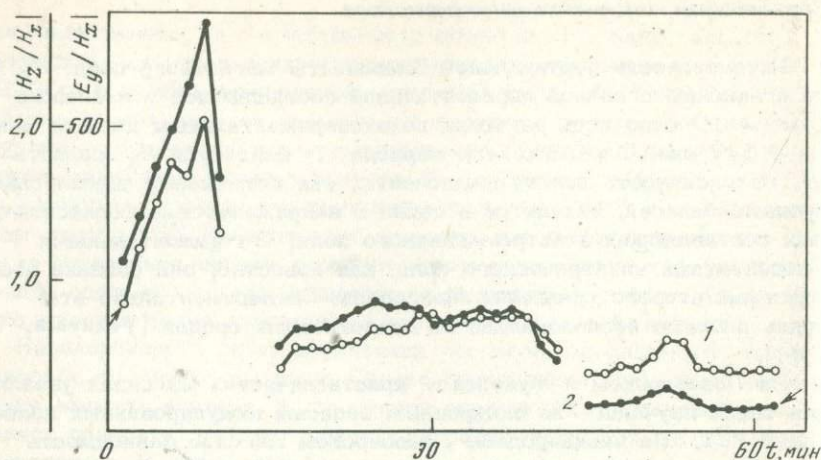


Рис. 16. Изменение  $|E_y/H_x|$  (1) и  $|H_z/H_x|$  (2) во времени; п. Ловозеро, Мурманская обл., 1964 г.

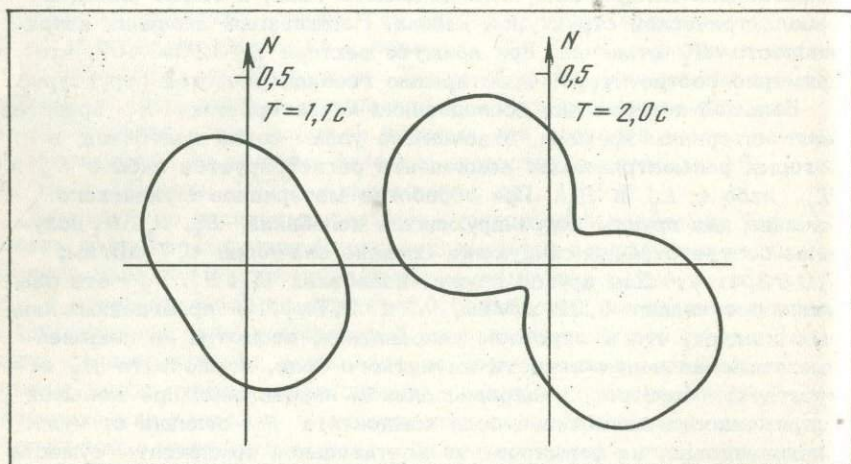


Рис. 17. Круговые диаграммы магнитных параметров; п. Жукей, Кокчетавская обл., 1971 г.

тельна к неоднородностям геоэлектрического разреза. Сильное влияние последних затрудняет выявление вклада, вносимого в формирование вертикальной компоненты структурой первичной волны. Чувствительность  $H_z$  к неоднородностям разреза используется на практике с целью изучения геологического строения. По линейным соотношениям между компонентами магнитного поля строятся векторы Визе [Wiese, 1962, 1963] и круговые диаграммы магнитных параметров [Бердичевский, 1968]. В случае слоистых гори-

горизонтально неоднородных сред главные диаметры круговых диаграмм ориентируются по осям неоднородности, при этом малая ось в диапазоне короткопериодных вариаций отвечает простиранию, а большая — падению слоев. На кристаллических массивах большое влияние на ориентировку главных диаметров оказывает тектоника районов и горизонтальная неоднородность коры выветривания. При малых периодах, как видно из рис. 17, диаграммы могут иметь овальную форму, которая с увеличением периода под влиянием неоднородностей усложняется, приобретая двулепестковый вид.

## Поляризация естественного электромагнитного поля

В течение периода колебаний концы векторов  $E$  и  $H$  в горизонтальной плоскости описывают сложные фигуры, которые называются годографами. При линейной поляризации, имеющей место при равенстве нулю сдвига фаз между компонентами электрического или магнитного поля, годографы принимают форму прямой линии. При эллиптической поляризации, получаемой при сдвиге фаз между компонентами в  $90^\circ$  и условии  $E_x \neq E_y$  или  $H_x \neq H_y$ , годографы имеют форму эллипсов. Сведения о характере поляризации естественно-электромагнитного поля имеют большое значение при магнитотеллурических исследованиях и изучении механизма возбуждения вариаций.

Рассмотрим характер поляризации колебаний типа  $Pc1$ . Предполагается, что период повторения серий колебаний равен времени движения частиц по магнитной силовой линии между сопряженными пунктами [Obayashi, 1965] либо вокруг земного шара [Gendrin, 1963]. Однако осциллографическая запись вариаций часто оказывается осложненной, и определить период повторения отдельных серий колебаний не представляется возможным. По-видимому, осложнение записей обусловлено приходом различных волновых пакетов и изменением характера поляризации наблюдаемых колебаний. Для выяснения особенностей поляризации возмущений типа  $Pc1$  проведено исследование во времени сдвига фаз между горизонтальными компонентами магнитного поля. Результаты обработки осциллограмм представлены на рис. 18, 19 и в табл. 3.

Кривые рис. 18 построены по средним значениям  $\Delta\psi = \psi_{H_y} - \psi_{H_x}$ , вычисленным по колебаниям центральной части отдельных серий [Владимиров, Крылов, 1967]. Сдвиг фаз в данном случае изменяется от  $-130^\circ$  до  $+150^\circ$  и дважды равен нулю.

На общем фоне графика в короткие интервалы времени отмечаются резкие изменения сдвига фаз иногда даже с переменой знака.

В течение нескольких серий поведение  $\Delta\psi$  также имеет сложный характер. Сдвиг фаз, как видно из рис. 19, изменяется главным образом в начале и конце серий, где довольно часто наблюдается изменение периода колебаний. В центральной части серий сдвиг фаз

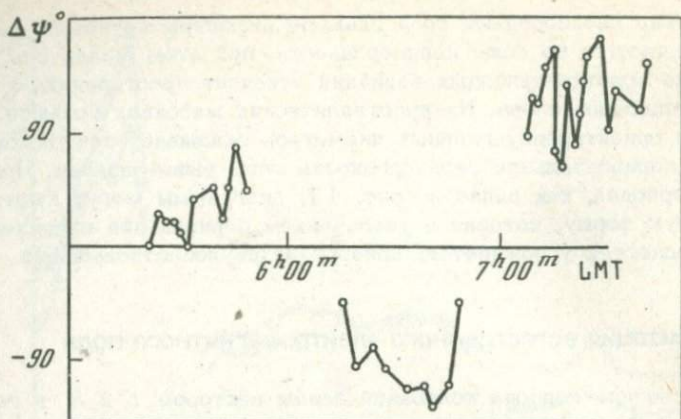


Рис. 18. Изменение  $\Delta\psi$  во времени; п. Ловозеро, Мурманская обл., 10 декабря 1963 г.

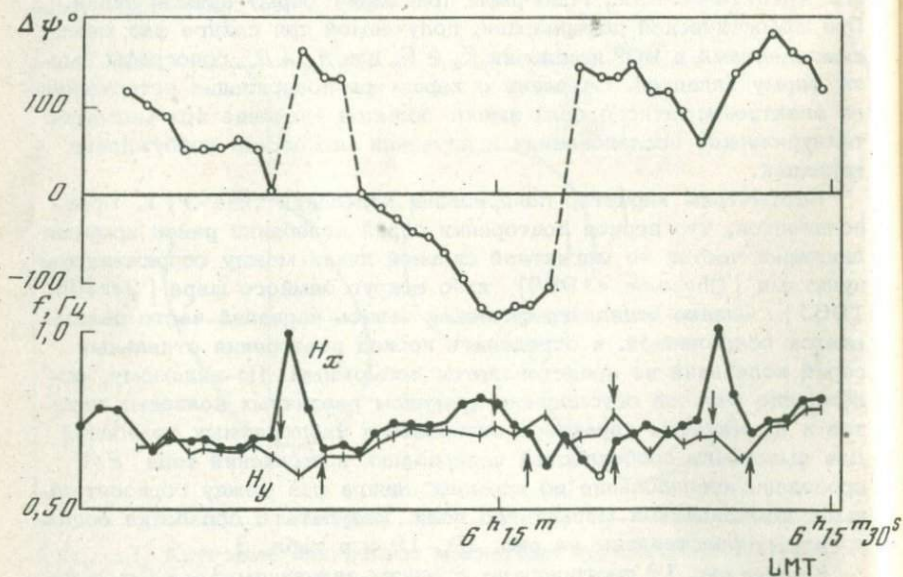


Рис. 19. Результаты исследования колебаний типа  $Pc1$ ; п. Ловозеро, Мурманская обл., 30 ноября 1963 г.

Стрелками показаны границы серий колебаний

более стабильный. Таким образом, приведенные материалы свидетельствуют о нестабильности ориентации большой оси эллипса поляризации магнитного поля. Изменение ее происходит не только в цикле проявления рассматриваемых вариаций, но и в течение одной серии. Отмеченные особенности колебаний  $Pc1$  подтверждают результаты работ других исследователей [Pore, 1964].

Исследование поведения сдвига фаз между горизонтальными компонентами  $E_x$  и  $E_y$  по материалам работ в Ловозере не производилось из-за неоднородности разреза, обусловившей стабильность оси поляризации электрического поля. Это было сделано для колебаний  $Pc1$ , зарегистрированных в п. Исаковцы (Хмельницкая обл.) 20 мая 1962 г. с  $4^{h00m}$  до  $7^{h00m}$  по московскому времени. Кривая изменения  $\Delta\phi$  имеет монотонный подъем от  $+90$  до  $-150^\circ$  и переходит через ноль около  $6^{h00m}$  по московскому времени. На общем фоне спокойного хода кривой отмечены резкие изменения  $\Delta\phi$ , происходящие в короткие интервалы времени. Анализ экспериментальных материалов за время возмущения свидетельствует о том, что электрическому полю в районе п. Исаковцы до  $6^{h00m}$  была свойственна нелинейная поляризация, преимущественное направление оси которой было почти меридиональным. С  $6^h$  нелинейный характер поляризации сменился линейным. Направление оси поляризации в конечной стадии возмущения изменялось в пределах  $320-40^\circ$ . Смена характера поляризации привела к изменению направления вращения векторов  $E$  и  $H$ : первоначально они вращались по часовой, а затем против часовой стрелки.

Район п. Исаковцы, как показали результаты обработки рассматриваемых вариаций, не содержит горизонтальных неоднородностей, которые могли бы оказать существенное влияние на распределение электрического поля на дневной поверхности. Следовательно, можно полагать, что выявленные особенности поляризации электрического поля обусловлены источником возбуждения.

Приведенные результаты получены в основном из анализа пульсаций, осложненных наложением различных волновых пакетов. Лишь на некоторых осциллограммах можно подметить достаточно четкую повторяемость единичных серий или нескольких серий с сохранением числа колебаний и формы огибающей. Анализ этих пульсаций показывает, что развитие повторяющихся серий происходит одинаково: каждая серия возобновляется через вполне определенное время, которое для Ловозера, например, меняется в пределах 3 мин 30 с — 4 мин 30 с. Для таких колебаний характерна поляризация, близкая к линейной.

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что магнитное поле возмущений типа  $Pc1$  обладает преимущественно эллиптической поляризацией. Случаи линейной поляризации магнитного поля достаточно редки. Амплитудно-фазовые характеристики электрического поля сильно зависят от неоднородностей подстилающей среды. Поэтому отметить общие особенности поляризации электрического поля для всех районов наблюдения не представляется возможным.

В табл. 3 дано сравнение продолжительности колебаний с отрицательным и положительным сдвигом фаз. Отрицательным значениям  $\Delta\psi$  ( $-\pi < \Delta\psi < 0$ ) соответствует вращение вектора магнитного поля по часовой стрелке (правая поляризация), а положительным

Таблица 3

Продолжительность проявления (мин) колебаний типа  $Pc1$  со сдвигом фаз разного знака

Пункт наблюдения	Дата	$0 < \Delta\psi < \pi$	$-\pi < \Delta\psi < 0$
Исаковцы, Хмельницкая обл.	20.V 1962 г.	54	60
Ловозеро, Мурманская обл.	28.XI 1963 г.	-	88
Там же	10.XII 1963 г.	37	90
"	21.XI 1964 г.	28	68
"	22.XI 1964 г.	81	193
"	26.XI 1964 г.	-	100
"	30.XI 1964 г.	65	183
"	13.II 1965 г.	17	180
"	27.II 1965 г.	64	28
	Всего	346	990

( $0 < \Delta\psi < \pi$ ) – против часовой стрелки (левая поляризация). Переход от одного направления вращения к обратному, как показывает анализ экспериментального материала, не резкий, а постепенный, иногда через нулевую разность сдвига фаз. Ориентировочная оценка распределения характера поляризации во времени приводит к выводу, что для колебаний типа  $Pc1$  характерно вращение вектора поля в основном по часовой стрелке. На противоположное вращение приходится лишь около 30% полного интервала наблюдений. Согласно синхронным записям в магнитосопреженных пунктах эти колебания, распространяясь из одного полушария в другое, обычно сохраняют присущую для данной серии поляризацию. Это свидетельствует о возможности распространения по магнитным силовым линиям волн как с левой, так и с правой поляризацией [Гохберг и др., 1967]. Таким образом, экспериментальные данные не подтверждают гипотезу возникновения колебаний  $Pc1$ , в которой основная роль в формировании пульсаций отводится чисто альвеновской волне, распространяющейся вдоль магнитных силовых линий и характеризующейся левой поляризацией [Obayashi, 1965].

Рассмотрим поляризацию возмущений от грозových разрядов. Электрический ток в разряде молний облако – Земля достигает  $10^5$  А за время 10 мкс и убывает в течение 100 мкс [Lieberman, 1956]. Средний момент тока межоблачного разряда примерно на порядок выше разряда между облаком и Землей [Hill, 1969; Jones, Kemp, 1971]. Обычно разряд вертикален и его можно рассматривать как вертикальный диполь. В сферической системе координат  $r, \phi, \theta$  при отсутствии в стенках эндовибратора неоднородностей

компоненты поля диполя определяются следующим образом [Шуман, 1955]:

$$E_r = \frac{i}{r} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \frac{1}{\sin\theta} \frac{\partial}{\partial\theta} \left( \sin\theta \frac{\partial\Pi}{\partial\theta} \right),$$

$$E_\theta = -\frac{i}{r} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \frac{\partial^2}{\partial\theta\partial r} (r\Pi),$$

$$H_\phi = -k\sqrt{\mu\epsilon} \frac{\partial\Pi}{\partial\theta},$$

где  $k = \omega/c = \omega\sqrt{\mu\epsilon}$  — волновое число воздуха,  $\mu$  и  $\epsilon$  — магнитная и диэлектрическая проницаемости,  $c$  — электродинамическая постоянная, равная скорости света в вакууме,  $\Pi$  — вектор Герца.

Таким образом, распространение электрических колебаний при отсутствии неоднородностей в стенках эндовибратора не зависит от координаты  $\phi$ . В электрическом поле преобладает радиальная компонента  $E_r$ . Появляющаяся из-за конечной проводимости земной коры в направлении распространения волны горизонтальная компонента  $E_\theta$  мала и по интенсивности на частоте 100 Гц составляет примерно 1% от радиальной составляющей [Lieberman, 1956].

В связи с этим годограф электрического поля в вертикальной плоскости представляет собой сильно вытянутый эллипс. Годографы в горизонтальной плоскости имеют овальную форму, вытянутую в направлении распространения волн, и свидетельствуют о преимущественно линейной поляризации электрического поля (рис. 20). Отметим, что преимущественное направление осей поляризации с течением времени, как видно из рис. 21, изменяется, что, по-видимому, связано со смещением центра грозовой деятельности [Крылов, Владимирова, 1967].

В районах с мощным чехлом отложений, обладающих выдержанным по площади продольным сопротивлением, характер поляризации электрического и магнитного полей на основном тоне эндовибратора, как показывает анализ синхронных записей, сохраняется на больших пространствах. На профиле Казанск — Баяново (Гомельская обл.) протяженностью около 60 км расхождения в напряженностях одноименных компонент электрического поля синхронно записанных возмущений на частоте 8,0 Гц не превышали 5%, а магнитного — 10% от среднего значения. Указанные расхождения находятся в пределах точности измерений, а поэтому электромагнитное поле на основном тоне эндовибратора на профиле наблюдения можно считать однородным. Отметим, что при синхронных сигналах сохраняется форма колебаний и наличие высокочастотных всплесков, что свидетельствует об естественной природе последних.

При больших расстояниях между пунктами наблюдения однородность поля нарушается. Синхронные наблюдения на различных пунктах проводятся с целью изучения скорости распространения и за-

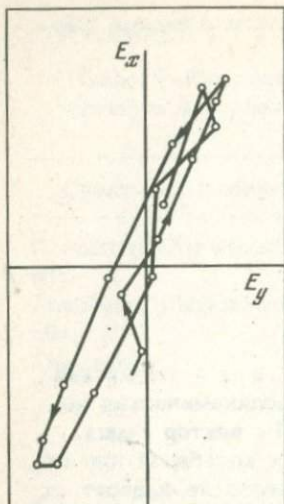
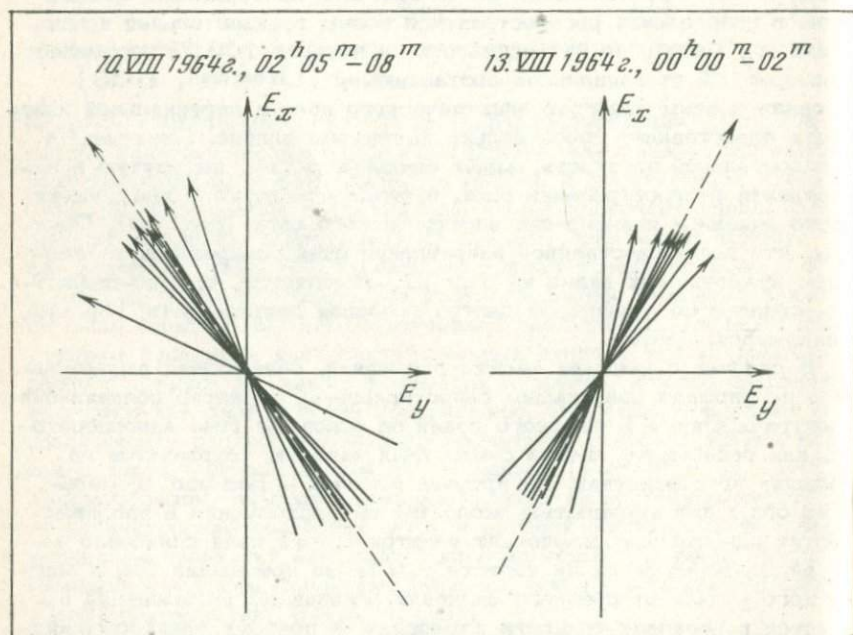


Рис. 20. Типичный годограф вектора  $E$  на частоте 8 Гц; с. Липово, Минская обл.

Рис. 21. Ориентация больших осей эллипсов поляризации электрического поля на частоте 8 Гц; с. Липово, Минская обл., 1964 г.



тухания волн в волноводе Земля-ионосфера. В частности, большие скорости распространения волн зарегистрированы по пятидневному записям обсерваторий Мюнхен (ФРГ) и Кингстон (США), разнесенных на расстояние около 5000 км. По этим записям отмечено 10 возмущений частотой 10 Гц, поступивших одновременно в пределах 0,1 с [Konig, 1964].

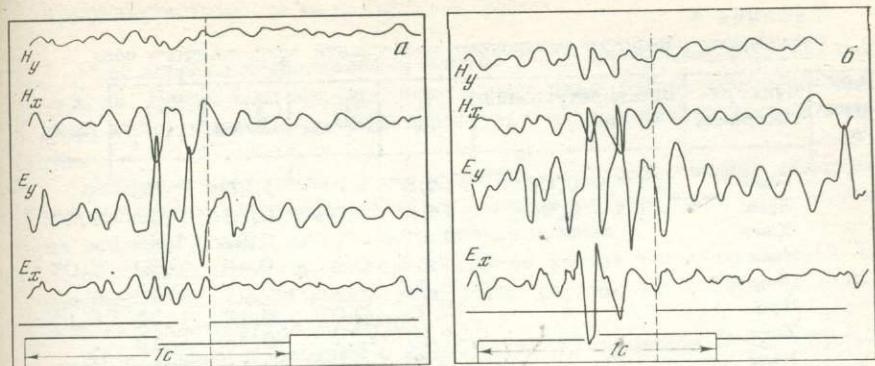


Рис. 22. Осциллограммы синхронной записи возмущений естественного поля 19 сентября 1966 г. 21<sup>h</sup>00<sup>m</sup> по московскому времени

а - п. Хаит, ТаджССР; б - п. Ныш, о. Сахалин

Синхронные наблюдения атмосфериков и первых резонансных частот выполнены ИФЗ АН СССР в 1966 г. на пунктах Хаит (ТаджССР) и Ныш (Сахалинская обл.). В этом эксперименте на каждом пункте осуществлялась синхронная регистрация горизонтальных компонент электромагнитного поля. Благодаря большой скорости развертки, равной 100 мм/с, и записи на ленту сигналов времени, передаваемых по радио, точность привязки синхронных возмущений была доведена до 0,01 с. Результаты исследований показали, что при расстоянии между пунктами наблюдения около 6000 км сохраняются морфологические особенности синхронно записанных возмущений. Наиболее отчетливо идентичность формы сигналов, как видно из рис. 22, отмечается по компонентам  $E_y$  и  $H_x$ . Широтная компонента магнитного поля на частоте 8,0 Гц выражена значительно слабее, чем меридиональная. Аналогичный характер поведения компонент поля подмечен другими исследователями, которые выявленную особенность связывают с большим поглощением энергии при распространении волн в меридиональном направлении [Etcheto et al., 1966].

Почти все зарегистрированные в период эксперимента возмущения электромагнитного поля, как показал анализ высокочастотных всплесков, были обусловлены грозовой активностью в Африке. Напряженность горизонтальной составляющей магнитного поля, как видно из табл. 4, на расстоянии около 6000 км изменяется незначительно, причем зависимости этого изменения от характера поляризации не наблюдается. Таким образом, полученные экспериментальные материалы указывают на слабое затухание и на значительную скорость распространения электромагнитных волн, примерно равную скорости света.

Зависимость ослабления сигнала от направления распространения четко выражена на частотах 20 и 300 Гц. Так, при западно-вос-

Таблица 4

Результаты обработки синхронных возмущений естественного поля

№ им- пуль- са	Пункт ре- гистрации	Время вступления, ч мин с	$f$ , Гц	$E_x$ , мВ/км	$E_y$ , мВ/км	$H_x$ , $10^{-2}\gamma$	$H_y$ , $10^{-2}\gamma$
1	Хаит	21 00 0,06	13,5	-	1,30	1,70	-
	Ньш	21 00 0,06	14,2	0,78	0,63	0,78	1,57
2	Хаит		13,5	-	0,82	1,49	-
	Ньш		14,2	0,47	0,45	0,89	1,05
3	Хаит		8,5	-	0,33	0,54	-
	Ньш		7,7	0,09	0,18	0,33	0,19
4	Хаит		7,3	-	0,18	0,19	-
	Ньш		7,7	0,06	0,11	0,23	0,22
5	Хаит	21 00 9,11	8,4	-	0,25	0,39	-
	Ньш	21 00 9,19	7,4	0,09	0,10	0,22	0,20
6	Хаит		7,6	-	0,22	0,36	-
	Ньш		6,8	0,08	0,07	0,17	0,28
7	Хаит	21 00 21,48	19,2	-	1,32	0,51	-
	Ньш	21 00 21,48	18,0	-	0,54	0,48	-
8	Хаит		12,8	-	0,65	0,68	-
	Ньш		13,2	-	0,36	0,50	-
9	Хаит		11,3	-	0,25	0,37	-
	Ньш		10,0	-	0,13	0,19	-
10	Хаит	21 00 32,81	7,3	-	0,18	0,34	-
	Ньш	21 00 32,75	7,6	-	0,21	0,41	-
11	Хаит		7,3	-	0,20	0,26	-
	Ньш		8,0	-	0,15	0,23	-
12	Хаит		7,0	1,00	0,27	0,47	0,60
	Ньш		7,1	0,25	0,24	0,50	0,66
13	Хаит	21 00 44,38	7,0	0,88	0,48	0,63	0,58
	Ньш	21 00 44,38	7,6	0,19	0,35	0,68	0,36

точном и восточно-западном направлениях волн ослабление сигналов на указанных частотах происходит соответственно в пределах 0,5-2,0 и 0,8-2,8 дБ/1000 км [Taylor, Sao, 1970]. Ослабление сигналов в течение суток также неодинаково. Разница между коэффициентами ослабления, определенная для дня и ночи осреднением за 10 суток, на частотах 50 и 300 Гц соответственно составляет 1,5-0,08 и 2,3-0,3 дБ/1000 км [Hughes, Theisen, 1970].

Таким образом, в рассматриваемом диапазоне частот естественное электромагнитное поле обладает различной поляризацией. Колебаниям типа  $Pc1$  свойственна преимущественно нелинейная, а атмосферикам - линейная поляризация. Большие оси эллипсов поляризации для всех возмущений с течением времени изменяют ориентировку.

## Характеристика промышленных помех

Рассматриваемый диапазон частот насыщен промышленными помехами. Почти все они, как показывает опыт работ, обуславливаются токами утечки от работающих источников электрической энергии.

Наиболее часто помехи регистрируются от работающих телеграфных аппаратов. В зависимости от режима работы телеграфа помехи на осциллограммах могут быть представлены:

а) колебаниями квазисинусоидальной формы частотой около 1 Гц примерно одинаковой амплитуды, регистрируемыми в течение длительного промежутка времени;

б) группами колебаний с видимой частотой около 8 Гц, разделенными спокойным фоном поля, длительность которого обычно не выдерживается постоянной;

в) единичными колебаниями неправильной формы, следующими через одну секунду в течение 15 мин до и после каждого часа;

г) колебаниями, состоящими из четырех или пяти групп с различной частотой заполнения и совпадающими с началом каждого часа;

д) серией единичных импульсов, сменяющихся колебаниями частотой 50 Гц различной амплитуды.

Для всех изложенных помех отмечается строгая суточная периодичность. Все они появляются в определенное время суток, причем каждый раз сохраняется форма и порядок следования импульсов. Таким образом, выявление указанных помех затруднений не представляет.

Характер помех от работающих источников электрической энергии также находится в связи с режимом работы двигателей. При наличии вблизи пунктов наблюдения нескольких работающих электродвигателей форма помехи может быть самой разнообразной. Часто она проявляется квазисинусоидальными колебаниями достаточно большой амплитуды. Отмечаются помехи частотой около 8 Гц, состоящие из групп колебаний, следующих на записях через одинаковые промежутки времени. Каждая группа состоит из 5-9 колебаний с постепенно увеличивающейся, а затем понижающейся амплитудой.

Включение и выключение источников электрической энергии вызывает на записях сигналы импульсной формы. Помехи данного типа в ночное время, как правило, отсутствуют. Электрифицированная железная дорога обуславливает сигналы значительной интенсивности, электрическая и магнитная составляющие которых достигают соответственно значений 1,0 мВ/км и 0,14  $\gamma$  [Владимиров, Клейменова, 1962; Fraser, Ellyett, 1964]. При исследовании в диапазоне выше 10 Гц помехи выражены преимущественно колебаниями синусоидальной формы частотой 50 Гц.

Помехи по различным регистрирующим каналам проявляются неодинаково. Так, из-за фильтрующих свойств индукционных маг-

нитоприемников помехи от работающих телеграфных аппаратов на записи магнитных компонент влияют менее интенсивно, чем электрических. Наоборот, радиолокационные установки, двигатели автотранспорта и т.д. создают помехи только по магнитным каналам.

Амплитуда помех, несмотря на наличие специальных фильтров в аппаратуре, значительно превышает напряженность естественного электромагнитного поля. Поэтому регистрация вариаций естественного поля, как правило, производится ночью и утром, когда уровень промышленных помех минимален.

Итак, естественное электромагнитное поле в диапазоне 0,1–1000 Гц, как видно из изложенного выше, обладает характеристиками, благоприятствующими использованию его в практических целях и, в частности, при магнитотеллурических исследованиях. К числу этих характеристик принадлежат:

а) практически сплошной, хотя и неравномерный, спектр поля с высокой повторяемостью сигналов от грозовых разрядов; необходимое для метода магнитотеллурических зондирований (МТЗ) число вариаций с частотой выше 1 Гц может быть зарегистрировано в течение нескольких часов; колебания типа  $Pc1$  регистрируются значительно реже, однако опыт работ показал, что в течение трех–пяти суток накапливается достаточное количество зарегистрированных вариаций для построения кривой магнитотеллурического зондирования; б) широкий диапазон интенсивности компонент поля, зависящий как от периода вариаций, так и от геоэлектрического разреза; в) различный характер поляризации поля с нестабильным во времени азимутом оси поляризации; указанная особенность поля позволяет определять параметры разреза во всех направлениях.

Особое положение в естественном поле занимает интервал 0,1–40 Гц, в котором сосредоточены возмущения, различные по морфологическим особенностям и происхождению. Изучение вариаций данного интервала – колебаний типа  $Pc1$  и электромагнитных резонансов – дает богатую информацию о свойствах атмосферы и экзосферы, а также о параметрах сравнительно глубоких слоев земной коры. Поэтому в последние годы регистрирующая аппаратура разрабатывалась применительно к данному интервалу.

Интервал частот 0,1–40 Гц, как указывалось выше, насыщен различного рода помехами, которые по морфологическим особенностям часто не отличаются от сигналов естественного происхождения. Обилие возмущений в указанном диапазоне приводит к тому, что использование их для практических целей оказывается возможным лишь на основе тщательного изучения структуры естественного электромагнитного поля, которое следует осуществлять при помощи синхронных наблюдений на нескольких пунктах. При магнитотеллурических исследованиях синхронные записи позволяют определить степень однородности наблюдаемого поля, выделить помехи и выявить наиболее благоприятные возмущения для построения кривых зондирования.

## Метод магнитотеллурического зондирования

## Теоретические предпосылки метода

В основу классической теории метода МТЗ положена модель плоской линейно поляризованной электромагнитной волны, падающей вертикально сверху вниз на горизонтально однородную среду [Тихонов, 1950; Sagniard, 1953]. Для указанной модели первичной волны горизонтальные компоненты электромагнитного поля в каждом слое разреза удовлетворяют уравнению второго порядка. Для компоненты  $E_x$  это уравнение имеет вид

$$d^2 E_x / dz^2 = k_m^2 E_x,$$

где  $k_m = \sqrt{-4\pi i \omega / \rho_m}$  — волновое число  $m$ -го слоя. Магнитная проницаемость  $\mu$  воздуха и среды принята равной единице, токами смещения пренебрегаем.

Общее решение уравнения представляется в виде

$$E_x = A_m \exp(-k_m z) + B_m \exp(k_m z),$$

где  $A_m$  и  $B_m$  — произвольные постоянные, зависящие от параметров среды и определяемые из граничных условий

$$E_{x_m} = E_{x_{m+1}}; \quad dE_{x_m} / dz = dE_{x_{m+1}} / dz.$$

Ортогональная компонента магнитного поля может быть определена при помощи второго уравнения Максвелла:

$$H_y = \frac{1}{i\omega} \frac{dE_x}{dz} = -\frac{k_m}{i\omega} [A_m \exp(-k_m z) - B_m \exp(k_m z)].$$

Отношение напряженностей ортогональных компонент электрического и магнитного полей приводит к импедансу  $Z$ . В  $m$ -м слое он равен

$$Z_m = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{i\omega}{k_m} \frac{A_m \exp(-k_m z) + B_m \exp(k_m z)}{A_m \exp(-k_m z) - B_m \exp(k_m z)}.$$

После простых преобразований выражение импеданса на поверхности  $n$ -слойного разреза приводится к виду

$$Z_n = -\frac{i\omega}{k_1} \operatorname{cth} \{ k_1 h_1 + \operatorname{arcth} [ \frac{k_1}{k_2} \operatorname{cth} (k_2 h_2 + \operatorname{arcth} \frac{k_2}{k_3} \operatorname{cth} \{ k_3 h_3 + \dots$$

$$\dots + \operatorname{arcth} [ \frac{k_{n-2}}{k_{n-1}} \operatorname{cth} (k_{n-1} h_{n-1} + \operatorname{arcth} \frac{k_{n-1}}{k_n} ) ] ] \}. \quad (2.1)$$

Рассмотрим особенности магнитотеллурического метода и его разрешающую способность на поверхности трехслойных разрезов. Выражение для импеданса в этом случае определяется следующим образом:

$$Z_3 = -\frac{i\omega}{k_1} \operatorname{cth} \{ k_1 h_1 + \operatorname{arcth} [ \frac{k_1}{k_2} \operatorname{cth} (k_2 h_2 + \operatorname{arcth} \frac{k_2}{k_3} ) ] \}. \quad (2.2)$$

При магнитотеллурических исследованиях используются амплитудные и фазовые характеристики естественного электромагнитного поля. Наибольшее применение нашли амплитудные характеристики, которые позволяют вычислить кажущееся электрическое сопротивление по соотношению

$$\rho_T = 0,2T |Z_3|^2.$$

К настоящему времени рассчитаны теоретические кривые зондирования для различных типов трехслойных разрезов. При построении этих кривых мощности  $h_m$  и сопротивления  $\rho_m$  нижележащих слоев выражены соответственно через мощность  $h_1$  и сопротивление  $\rho_1$  верхнего слоя. Поэтому отношение  $\rho_T/\rho_1$  для трехслойной среды представляет собой функцию вида

$$\check{\rho}_T = \rho_T/\rho_1 = f(\nu_2, \mu_2, \mu_3, \lambda_1/h_1),$$

где  $\nu_2 = h_2/h_1$ ,  $\mu_2 = \rho_2/\rho_1$ ,  $\mu_3 = \rho_3/\rho_1$ ,  $\lambda_1/h_1 = \sqrt{10\rho_1 T}/h_1$ ;  $\lambda_1$  — длина волны в первом слое. Отметим, что между длиной волны  $\lambda_m$  и волновым числом  $k_m$  имеет место следующее соотношение:

$$k_m = (1-i) 2\pi/\lambda_m.$$

Теоретические кривые рассчитывались различными организациями. Альбом кривых ВНИИ Геофизики построен на билогарифмических бланках с модулем 6,25 см. По осям абсцисс и ординат отложены соответственно безразмерные величины  $\lambda_1/h_1$  и  $\rho_T/\rho_1$ . Кривые для постоянных значений  $\mu_2$  и  $\mu_3$  приведены на одном бланке, так называемой палетке. Началом (крестом) палеток служит точка оси абсцисс  $\lambda_1/h_1 = 8$ .

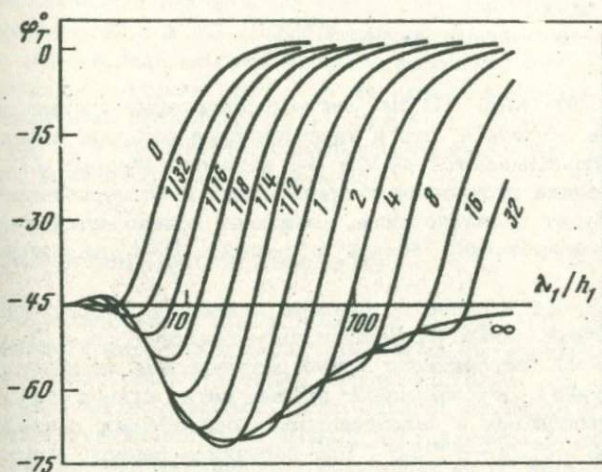
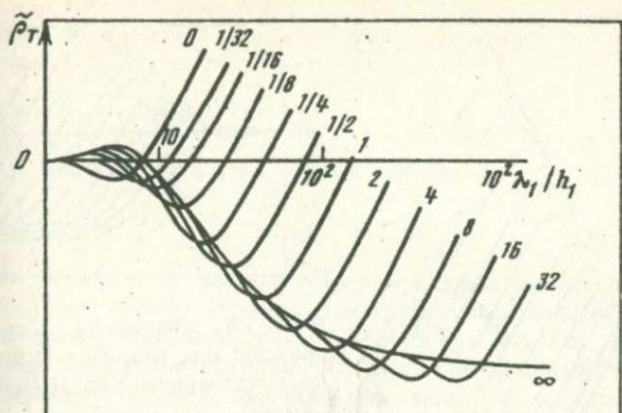


Рис. 23. Кривые  $\tilde{\rho}_T$  и  $\phi_T$  для трехслойных разрезов с непроводящим основанием (по Д.Н. Шахсуварову)

$\mu_2 = \rho_2/\rho_1 = 1/16$ ,  $\mu_3 = \rho_3/\rho_1 = \infty$ . Цифры у кривых  $\nu_2 = h_2/h_1$

Фазовые кривые представляют зависимость сдвига фаз  $\phi_T$  между ортогональными компонентами электрического и магнитного полей от параметров разреза и периода колебаний. Эти кривые построены иначе: по оси абсцисс в логарифмическом масштабе отложена величина  $\lambda_1/h_1$ , а по оси ординат в линейном масштабе сдвиг фаз  $\phi_T$ . Фазовые кривые также собраны в палетки по одинаковым значениям  $\mu_2$  и  $\mu_3$ , а параметр  $\nu_2$  указан на соответствующей кривой. Крестом этих палеток служит точка  $\lambda_1/h_1 = 4$ ,  $\phi_T = -45^\circ$ .

Теоретические палетки ИФЗ АН СССР имеют начало координат в точке  $\lambda_1/h_1 = 1$ ,  $\rho_T/\rho_1 = 1$ . Они построены на билигарифмиче-



Рис. 24. Кривые  $\tilde{\rho}_T$  и  $\varphi_T$  для трехслойных разрезов с проводящим основанием (по Д.Н. Шахсуварову)

$\mu_2 = \infty$ ,  $\mu_3 = 0$ . Цифры у кривых  $\nu_2 = h_2/h_1$

ском бланке с модулем 10 см. Экспериментальные кривые строятся в том же масштабе, что и теоретические палетки, однако по оси ординат откладываются  $\rho_T$  или  $\phi_T$ , а по оси абсцисс  $\sqrt{T}$ . Изложенная методика построения теоретических и экспериментальных кривых, как будет показано ниже, позволяет пользоваться теми же приемами интерпретации, что и в методе ВЭЗ на постоянном токе.

На рис. 23, 24 в качестве примера приведены теоретические палетки для трехслойных разрезов с непроводящим ( $\rho_3 = \infty$ ) и проводящим ( $\rho_3 = 0$ ) основанием. Такие разрезы, как видно из приведенных рисунков, обуславливают правые ветви кривых  $\tilde{\rho}_T$ , совпадающие с асимптотами и наклоненными к оси абсцисс с предельным углом  $63^{\circ}25'$  и  $-63^{\circ}25'$ . При наличии в разрезе непроводящего основания уравнение асимптоты, так называемой линии S, может быть получено из соотношений, связывающих значения импеданса как с продольной проводимостью отложений, так и с кажущимся сопротивлением [Бердичевский, 1968]:

$$|Z| = 796 \frac{1}{S}, \quad |Z| = \sqrt{\rho_T/0,2T}.$$

Из последних соотношений уравнение асимптоты получается в следующем виде:

$$\lg \rho_T = 2 \lg [356\sqrt{T}] - 2 \lg S.$$

При  $\rho_T = 1$  имеет место следующее соотношение:

$$S[\text{СМ}] = 356\sqrt{T'}, \quad (2.3)$$

где  $\sqrt{T'}$  — точка пересечения асимптоты с осью абсцисс.

Аналогичным образом можно получить уравнение асимптоты, так называемой линии  $h$ , для кривых  $\rho_T$ , отвечающих трехслойному разрезу с проводящим основанием:

$$\lg \rho_T = \lg h - \lg(0,356\sqrt{T}).$$

При  $\rho_T = 1$  приходим к следующему выражению:

$$h[\text{км}] = 0,356\sqrt{T}. \quad (2.4)$$

Таким образом, по асимптотическим ветвям кривых зондирования достаточно просто определяются обобщенные параметры вышележащей толщи. Начальные ветви кривых, как видно из рис. 23, 24, имеют дифференцированный характер. Они содержат информацию о параметрах слоев, слагающих верхнюю часть разреза. Практически четкая начальная ветвь кривых МТЗ может быть получена при использовании вариаций естественного электромагнитного поля с периодом, меньшим 10 с. Возможности метода могут быть ограничены так называемым принципом эквивалентности, в пределах применимости которого одна и та же кривая зондирования отвечает различным геоэлектрическим разрезам. Поэтому изучению принципов эквивалентности, снижающих разрешающую способность методов, уделяется особое внимание.

## Типы эквивалентности в методе МТЗ

Для оценки области применимости в методе МТЗ принципа эквивалентности автором выполнен анализ теоретических палеток ИФЗ АН СССР, рассчитанных Д.Н. Шахсуваровым для различных типов трехслойных разрезов. Шифр палеток приведен в табл. 5. При оценке эквивалентности кривых МТЗ принята во внимание точность определения кажущегося сопротивления по материалам полевых наблюдений. При современном состоянии аппаратуры и методики обработки осциллограмм вычисление  $\rho_T$  осуществляется с разбросом не менее 10%. В связи с этим в процессе исследований теоретические кривые зондирования считались эквивалентными, если они по значениям  $\rho_T$ , особенно в области максимума и минимума, различаются не более чем на 10%.

*Кривые типа Н.* Эти кривые характеризуют разрез, промежуточный слой которого по сравнению с другими слоями обладает меньшим сопротивлением ( $\rho_2 < \rho_1, \rho_2 < \rho_3$ ). Кривые имеют минимум, в формировании которого отразилось влияние продольной проводимости  $S_2$  промежуточного слоя. Подстилающий слой обуславливает восходящую ветвь, наклон которой к оси абсцисс зависит от сопротивления этого слоя. Анализ теоретических палеток показывает, что при заданных параметрах первого и третьего слоев, а также при постоянном значении  $S_2$  некоторые кривые практически не изменяют своей формы при одновременном изменении мощности и

Таблица 5

Комплект палеток ИФЗ АН СССР

Индекс палетки	$\rho_1$	$\rho_2$	$\rho_3$	Индекс палетки	$\rho_1$	$\rho_2$	$\rho_3$
$\rho_2 < \rho_1, \rho_2 < \rho_3$				$\rho_2 > \rho_1, \rho_2 > \rho_3$			
$H-1/2-\infty$	1	1/2	$\infty$	$K-2-0$	1	2	0
$H-1/4-\infty$	1	1/4	$\infty$	$K-4-0$	1	4	0
$H-1/8-\infty$	1	1/8	$\infty$	$K-8-0$	1	8	0
$H-1/16-\infty$	1	1/16	$\infty$	$K-16-0$	1	16	0
$H-1/32-\infty$	1	1/32	$\infty$	$K-32-0$	1	32	0
$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$				$\rho_2 > \rho_1, \rho_2 > \rho_3$			
$Q-1/2-0$	1	1/2	0	$K-4-1$	1	4	1
$Q-1/4-0$	1	1/4	0	$K-9-1$	1	9	1
$Q-1/8-0$	1	1/8	0	$K-19-1$	1	19	1
$Q-1/16-0$	1	1/16	0	$K-39-1$	1	39	1
$Q-1/32-0$	1	1/32	0	$K-100-1$	1	100	1
$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$							
$A-2-\infty$	1	2	$\infty$				
$A-4-\infty$	1	4	$\infty$				
$A-8-\infty$	1	8	$\infty$				
$A-16-\infty$	1	16	$\infty$				
$A-32-\infty$	1	32	$\infty$				

сопротивления второго слоя. Таким образом, к кривым МТЗ типа  $H$  применима  $S_2$ -эквивалентность.

Оценка области применимости принципа эквивалентности к разрезу типа  $H$  выполнена приемами, использованными в методе ВЭЗ на постоянном токе [Пылаев, 1948]. В частности, были рассмотрены зависимости  $\rho_{T\min}/\rho_1$  от  $S_2$  для разных значений параметров  $\nu_2$  и  $\mu_2$ . На рис. 25 приведены кривые указанной зависимости для случая  $\rho_3 = \infty$ . Для разных  $\rho_2$  при малых параметрах  $\nu_2$  и  $\mu_2$  все кривые совпадают с предельной, соответствующей  $\rho_2 \rightarrow 0$ . Поэтому любая кривая зондирования, рассчитанная по параметрам второго слоя  $\rho_2, h_2$  и по значению  $\rho_{T\min}/\rho_1$  с точностью 10% совпадающая с предельной (утолщенная кривая на рис. 25), может быть заменена эквивалентной. Последняя будет отвечать всем  $\rho_2'$ , удовлетворяющим условиям:  $\rho_2' < \rho_2, S_2 = h_2/\rho_2'$ .

На рис. 26 области применимости принципа эквивалентности  $S_2$  для  $\rho_3 = \rho_1$  и  $\rho_3 = \infty$  ограничены с точностью 10% предельными

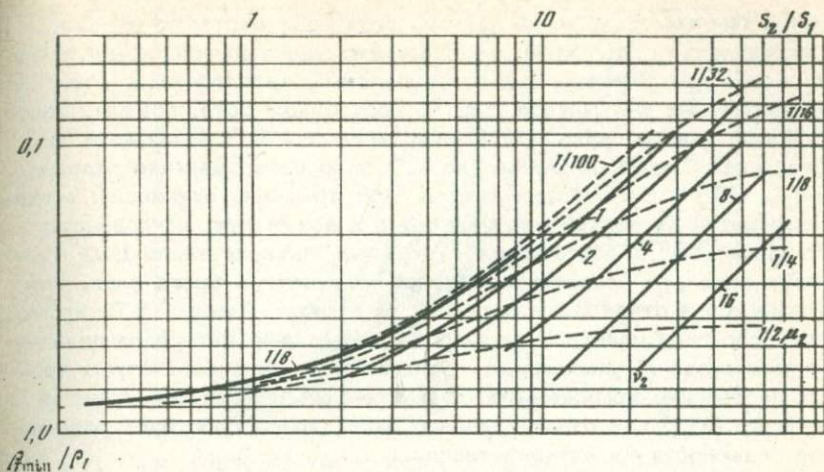


Рис. 25. Кривые зависимости  $\rho_{T_{\min}}/\rho_1$  от  $S_2/S_1$  для разных параметров  $\nu_2$  (сплошные линии) и  $\mu_2$  (штриховые линии)

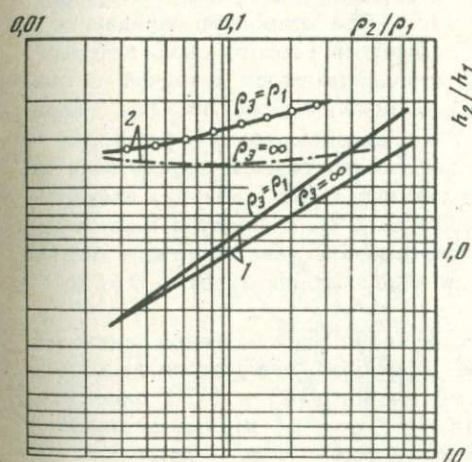


Рис. 26. Предельные кривые, ограничивающие области  $S_2$ -эквивалентности для разрезов типа Н  
1 - в методе ВЭЗ (по М. Пылаеву, 1948); 2 - в методе МТЗ

линиями, при построении которых использованы зависимости  $\rho_{T_{\min}}/\rho_1$  от  $S_2$ . Эти области определяются главным образом мощностью второго слоя и слабо зависят от изменения  $\rho_2$ . Для кривых ВЭЗ на постоянном токе область применения принципа эквивалентности, как известно, возрастает с уменьшением  $\rho_2$  [Пылаев, 1948]. Таким образом, с уменьшением сопротивления второго слоя различие в разрешающей способности между методами ВЭЗ и МТЗ увеличивается. Раздельное определение параметров второго слоя на разрезах типа Н ( $\rho_3 = \infty$ ) методом МТЗ оказывается возможным при  $\nu_2 > 0,5$ , в то время как методом ВЭЗ только при  $\nu_2 > 2(\mu_2 < 1/39)$ . Следовательно, использование магнитотеллурического метода на трехслойных разрезах типа Н представляется более эффективным по сравнению с методом ВЭЗ на постоянном токе.

*Кривые типа А.* Кривые данного типа соответствуют разрезу, сопротивление слоев которого дискретно увеличивается с глубиной ( $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ ). Этот разрез, как известно, является одним из неблагоприятных для метода ВЭЗ на постоянном токе, поэтому целесообразно рассмотреть особенности кривых МТЗ на разрезах данного типа. С этой целью на рис. 27 дано сопоставление палеток А-4-∞ МТЗ и ВЭЗ. Форма кривых ВЭЗ примерно одинакова: восходящая ветвь их постепенно переходит в асимптоту, наклоненную под углом  $45^\circ$  к оси абсцисс. Уверенная интерпретация ВЭЗ возможна лишь при достаточно большой мощности второго слоя, что отражается в отчетливом перегибе на кривых. Кривые МТЗ кроме точки перегиба содержат минимумы, вызванные интерференционными явлениями. С уменьшением мощности второго слоя форма кривых постепенно приближается к двуслойной. Однако осложненный характер МТЗ, как будет показано ниже, не способствует повышению надежности их интерпретации.

С целью оценки пределов применимости принципа эквивалентности в методе МТЗ использована диаграмма (рис. 28), построенная по кривым ВЭЗ [Пылаев; 1948]. Она позволяет определить пределы возможных изменений параметров второго слоя, которые приводят к новым кривым ВЭЗ, отличающимся от исходной по значениям кажущихся сопротивлений не более чем на 5%. Так, например, кривая ВЭЗ для разреза типа А с параметрами  $\nu_2 = 2,3$  и  $\mu_2 = 9,0$ , как следует из приведенной диаграммы, практически не будет отличаться от кривых, рассчитанных для  $\rho_2$  и  $h_2$ , изменяющихся от  $3\rho_1$  до  $17\rho_1$  и от  $0,7h_1$  до  $4h_1$ . Разрезу с параметрами  $\nu_2 = 2$  и  $\mu_2 = 4$  будут соответствовать эквивалентные кривые, рассчитанные для  $\rho_2$  от  $2,0\rho_1$  до  $6,0\rho_1$  и для  $h_2$  от  $1,0h_1$  до  $3,0h_1$ .

Для указанных разрезов определены интервалы эквивалентности кривых МТЗ. Области возможных изменений параметров второго слоя, как видно из рис. 28, в методе ВЭЗ и МТЗ практически совпадают. Это свидетельствует о том, что разрешающая способность указанных методов на разрезах типа А примерно одинакова.

В магнитотеллурическом методе, как указывалось выше, используются амплитудные и фазовые характеристики естественного электромагнитного поля. При искусственных электромагнитных полях фазовые кривые по сравнению с амплитудными часто значительно лучше дифференцированы [Тихонов и др., 1959а]. Поэтому можно полагать, что при использовании двух характеристик естественного поля область применимости принципа эквивалентности уменьшится, а разрешающая способность метода таким образом будет улучшена. Однако проведенный анализ фазовых кривых не подтвердил это предположение. Принцип эквивалентности применим к ним практически в тех же пределах, что и для амплитудных кривых. Использование двух характеристик поля целесообразно для увеличения надежности результатов интерпретации МТЗ.

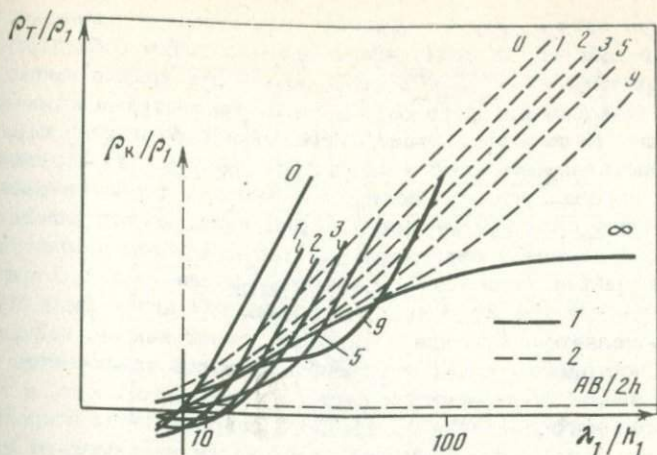


Рис. 27. Сопоставление теоретических палеток А-4- $\infty$  МТЗ (1) и ВЭЗ на постоянном токе (2)  
 Цифры у кривых  $v_2 = h_2/h_1$

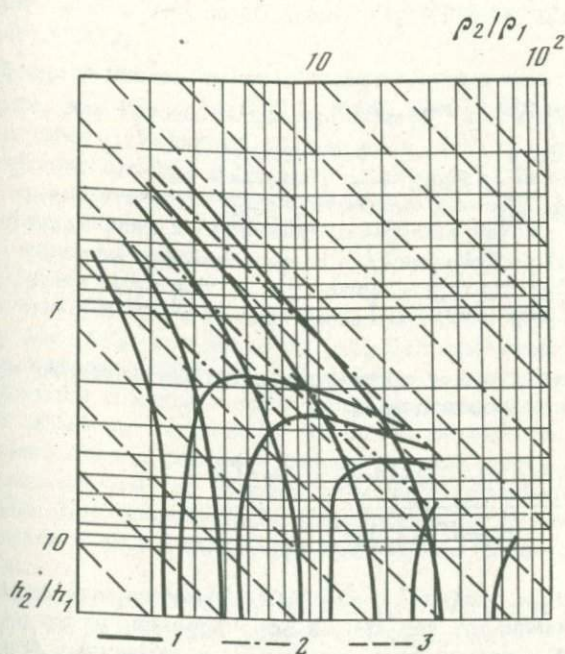


Рис. 28. Предельные кривые возможных изменений  $\rho_2/\rho_1$  и  $h_2/h_1$  на разрезе типа А  
 1 - для ВЭЗ на постоянном токе [по Пылаеву, 1948]; 2 - пределы возможных изменений параметров второго слоя для МТЗ; 3 - линии эквивалентных слоев  $\rho_2/\rho_1$

Кривые типа К. Кривые данного типа отвечают разрезам, второй слой которых по сравнению с другими слоями обладает большим сопротивлением ( $\rho_2 > \rho_1, \rho_2 > \rho_3$ ). Эти кривые имеют максимум, четкость которого определяется параметрами промежуточного слоя. Наклон нисходящей ветви кривой обусловлен параметрами подстилающего слоя и зависит от  $\rho_3$ . Анализ теоретических палеток показал, что при достаточно высоком сопротивлении промежуточного слоя кривые зондирования оказываются эквивалентными независимо от параметра  $\mu_2$ . Так, например, амплитудные и фазовые кривые являются эквивалентными для  $\nu_2 = 1,0$  при  $\mu_2 > 9$  и для  $\nu_2 = 24$  при  $\mu_2 > 39$ . Таким образом, для кривых МТЗ типа К не проявляется  $T_2$ -эквивалентность, свойственная, как известно, ВЭЗ на постоянном токе. Эта эквивалентность заключается в том, что при заданных параметрах первого и третьего слоев, а также для постоянного значения поперечного сопротивления второго слоя  $T_2 = h_2 \rho_2$  кривые зондирования практически не изменяют своей формы при одновременном изменении в некоторых пределах  $h_2$  и  $\rho_2$ .

Рассмотрим эквивалентность кривых типа К для случая  $\rho_1 = \rho_3 = 1$ . Для этой цели воспользуемся выражением, входящим в (2.2):

$$\frac{k_1}{k_2} \operatorname{cth} \left( k_2 h_2 + \operatorname{arcth} \frac{k_2}{k_3} \right).$$

Представим его в практической системе единиц и преобразуем следующим образом [Янке, Эмде, 1959]:

$$\begin{aligned} \sqrt{\rho_2} \operatorname{th} \left( \frac{2\pi h_2}{\sqrt{10\rho_2 T}} + \operatorname{arth} \frac{1}{\sqrt{\rho_2}} - \frac{2\pi i h_2}{\sqrt{10\rho_2 T}} \right) = \\ = -i\sqrt{\rho_2} \operatorname{tg} \left[ \frac{2\pi h_2}{\sqrt{10\rho_2 T}} + i \left( \operatorname{arth} \frac{1}{\sqrt{\rho_2}} + \frac{2\pi h_2}{\sqrt{10\rho_2 T}} \right) \right] = -i\sqrt{\rho_2} t e^{i\tau}, \end{aligned}$$

где  $t$  — модуль, а  $\tau$  — аргумент тригонометрического тангенса, определяемый по соотношению

$$\operatorname{tg} \tau = \frac{\operatorname{sh} [2 \operatorname{arth}(1/\sqrt{\rho_2}) + (4\pi h_2/\sqrt{10\rho_2 T})]}{\sin(4\pi h_2/\sqrt{10\rho_2 T})}.$$

Положим  $\rho_2 > 19$  и  $h_2/\sqrt{T} < 1/2$ . Отметим, что последнее условие устанавливает ход кривой зондирования, на которой проявляются второй и третий слои разреза. При указанных условиях имеем

$$\operatorname{tg} \tau = 1 + \sqrt{10T}/2\pi h_2.$$

Из последнего соотношения следует, что форма кривых типа К определяется главным образом мощностью промежуточного слоя.

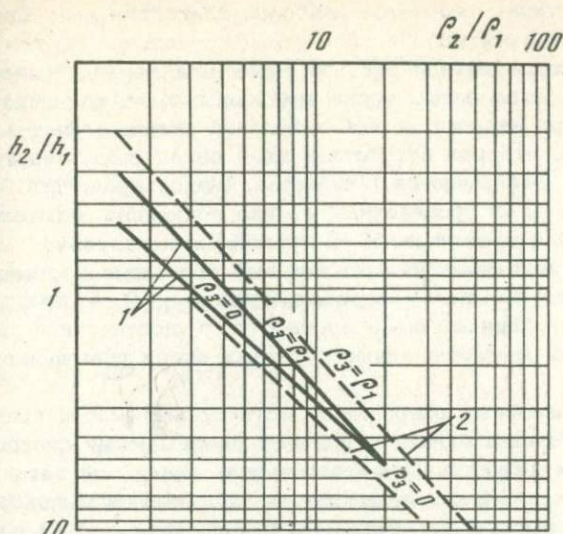


Рис. 29. Область применимости  $T_2$ -эквивалентности для разрезов типа К в методе ВЭЗ (1) [ по Пылаеву, 1948] и  $h_2$ -эквивалентности в методе МТЗ (2)

Следовательно, для кривых рассматриваемого типа имеет место  $h_2$ -эквивалентность [Колмаков, Владимиров, 1961]. Эта эквивалентность находит простое физическое объяснение. Увеличение сопротивления промежуточного слоя превращает его в волновод. Характер распространения и отражения электромагнитных волн в данном случае определяются мощностью волновода и сопротивлением вмещающих пород.

Пределы применимости  $T_2$ -эквивалентности для ВЭЗ и  $h_2$ -эквивалентности для МТЗ, как видно из рис. 29, практически одинаковы. В обоих методах области применимости принципа эквивалентности увеличиваются с возрастанием сопротивления промежуточного слоя. Таким образом, метод МТЗ позволяет определить мощность промежуточного слоя в районах, где применение метода ВЭЗ представляется возможным при условии наличия параметрических данных о разрезе. Для получения отдельных параметров второго слоя целесообразно в этих районах комплексирование работ по указанным методам.

**Кривые типа Q.** Кривые данного типа соответствуют разрезам, сопротивление слоев которых дискретно уменьшается с увеличением глубины ( $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ ). Для этих кривых характерна  $h_2$ -эквивалентность, область применения которой ограничивается значениями  $\nu_2 < 1/2$ . При  $\nu_2 > 1/2$  кривые имеют четкие перегибы, обусловленные влиянием промежуточного слоя. Отметим, что на разрезах типа А кривые при достаточно больших значениях  $\mu_2$  могут не иметь перегибов до  $\nu_2 = 8$ . Следовательно, разрез типа Q по сравнению

с разрезом типа А является наиболее благоприятным для магнитотеллурического метода.

Возможности метода МТЗ на различных геоэлектрических трехслойных разрезах рассмотрены при известных параметрах верхнего слоя, т.е. при наличии четкой начальной ветви кривых зондирования. Естественно, что при отсутствии этой ветви возможности метода значительно уменьшаются [Рыбакова, Шахсуваров, 1965]. Метод МТЗ, как показал проведенный анализ принципов эквивалентности, имеет большие возможности на трехслойных разрезах типа *H*, *K* и *Q*. Он позволяет выявлять низкоомные слои малой мощности на разрезе типа *H*, а на разрезах типа *K* и *Q* в пределах применимости принципа эквивалентности с достаточной точностью определяются мощности промежуточных слоев повышенного сопротивления.

На многослойных разрезах области применимости принципов эквивалентности расширяются, а поэтому разрешающая способность метода МТЗ ухудшается. Повышается роль начальной ветви кривых зондирования, особенно на разрезах, содержащих высокоомный экран. Некоторые примеры эквивалентности кривых МТЗ на многослойных разрезах будут рассмотрены в соответствующих главах данной работы.

## Методика интерпретации кривых магнитотеллурического зондирования

Развитие магнитотеллурических исследований началось с метода магнитотеллурического профилирования (МТП). При этом отдавалось предпочтение вариациям поля в диапазоне периодов 10–1000 с, обеспечивающим построение асимптотической ветви кривых, по которой согласно (2.3) и (2.4) определялись обобщенные параметры вышележащих толщ. Возможности метода МТП, таким образом, были ограничены. Для расширения возможностей магнитотеллурических исследований в настоящее время необходимо практически освоить регистрацию и интерпретацию вариаций естественного поля повышенной частоты ( $f > 0,1$  Гц). Решением этого вопроса в течение ряда лет занимались сотрудники ИФЗ АН СССР под руководством автора.

Первые опытные кривые зондирования в интервале 1 – 100 Гц для различных районов западной части СССР были построены по записям поля, выполненным в конце 50-х годов. Интерпретация этих кривых потребовала рассмотрения вопроса о рациональном расположении креста палеток. По нашему мнению, положение креста палеток целесообразно выбирать таким образом, чтобы при наложении теоретической кривой на экспериментальную наиболее просто определялись параметры верхнего слоя разреза.

В качестве креста палеток преимущественно используется точка на оси абсцисс с координатой  $\lambda_1/h_1 = 8$ , через которую проходят

двуслойные теоретические кривые различного модуля. В этом случае смещение  $X$  креста палетки от оси ординат интерпретируемого экспериментального графика связано с параметрами первого слоя следующим соотношением:

$$X = 8h_1/\sqrt{10\rho_1}. \quad (2.5)$$

Так как кривые  $\rho_T$  строятся на билогарифмическом бланке, то соотношение (2.5) можно представить в виде

$$\lg X - \lg 2,53 = \lg(h_1/\sqrt{\rho_1}).$$

Последнее выражение указывает на целесообразность расположения креста палетки на оси абсцисс левее точки  $\lambda_1/h_1 = 8$  на величину  $\lg 2,53$ . Такое положение креста позволяет при интерпретации экспериментальных графиков получить непосредственно отношение  $h_1/\sqrt{\rho_1}$ . Из анализа палеток легко убедиться, что новый крест палетки располагается на оси абсцисс в точке  $T = 1$  с.

Крест палеток можно располагать в точке  $\lambda_1/h_1 = 1$ ,  $\rho_T/\rho_1 = 1$  [Тихонов, Шахсуваров, 1956]. В этом случае абсцисса креста  $X$  в системе координат экспериментальной кривой через параметры первого слоя определится следующим образом:

$$X = h_1/\sqrt{10\rho_1} \text{ или } \lg X + \lg 3,16 = \lg(h_1/\sqrt{\rho_1}).$$

Очевидно, что отношение  $h_1/\sqrt{\rho_1}$  может быть определено непосредственно, если крест палетки расположить правее точки  $\lambda_1/h_1 = 1$  на величину  $\lg 3,16$ . Координаты нового креста, так же как и в предыдущем случае, будут таковы:  $T = 1$  с,  $\rho_T/\rho_1 = 1$  [Владимиров, Никифорова, 1961].

На основании изложенных соображений о целесообразности расположения креста палеток в точке  $T=1$  с методика интерпретации кривых МТЗ представляется в следующем виде. Экспериментальная кривая, построенная на кальке, накладывается на палетку и перемещается по ней до наиболее полного совмещения с какой-либо теоретической кривой. При перемещении должна соблюдаться параллельность координатных осей палетки и интерпретируемого графика. Ордината центра палетки в системе интерпретируемой кривой определяет сопротивление первого слоя:

$$\lg \rho_T - \lg(\rho_T/\rho_1) = \lg \rho_1.$$

Так как абсцисса креста палетки  $X$  в системе экспериментальной кривой определяет отношение  $h_1/\sqrt{\rho_1}$ , по найденному значению  $\rho_1$  вычисляется мощность первого слоя:

$$h_1 = X\sqrt{\rho_1}.$$

При помощи модуля теоретической кривой вычисляются параметры второго слоя:

$$\rho_2 = \mu_2 \rho_1; \quad h_2 = \nu_2 h_1.$$

Затем определяются глубина залегания третьего слоя и продольная проводимость вышележащих слоев:

$$H = h_1 + h_2; \quad S = S_1 + S_2 = h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2.$$

При наличии в разрезе высокоомного или проводящего основания результаты послойной интерпретации контролируются при помощи соотношений (2.3) и (2.4). Таким образом, методика интерпретации кривых  $\rho_T$  практически не отличается от известной методики интерпретации ВЭЗ на постоянном токе. Фазовые кривые МТЗ интерпретируются аналогичным способом, однако перемещение экспериментальной кривой по палетке производится при совмещенных осях абсцисс. Кроме того, для интерпретации этих кривых необходимо знать сопротивление первого слоя.

Рассмотрим несколько примеров интерпретации кривых  $\rho_T$ .

Пример 1. На рис. 30 приведена кривая зондирования  $I$ , полученная по материалам наблюдений естественного поля за 1958 г. в п. Шапошниково Курской области. В интервале 4,5 – 80 Гц для некоторых частот определено до десяти значений модуля импеданса с разбросом около 25% от среднего значения. Кривая зондирования, построенная по средним значениям  $|Z|$ , свидетельствует о наличии в районе исследования двух толщ, нижняя из которых обладает практически бесконечно большим сопротивлением. Глубина залегания подстилающего слоя определяется при помощи двуслойной теоретической кривой с модулем  $\mu_2 = \infty$ . Совместив теоретическую кривую с экспериментальной, находим смещение креста палетки от координатных осей экспериментального графика. Смещение по оси ординат соответствует сопротивлению верхнего слоя, которое оказывается равным 21 Ом·м. Смещение  $X$  по оси абсцисс, как видно из рис. 30 (отмечено крестиком), равно 0,095. Следовательно, глубина залегания подстилающего слоя определится следующим образом:

$$h_1 = X\sqrt{\rho_1} = 0,095 \cdot 4,6 = 0,437 \text{ км.}$$

По геолого-геофизическим данным глубина залегания кристаллического фундамента в районе работ не превышает 500 м. Таким образом, результаты интерпретации экспериментальной кривой зондирования, несмотря на недостаточную точность ее построения, оказались близки к реальным.

Пример 2. По материалам наблюдения поля за 1959–1960 гг., в п. Роговка Черниговской области (северный борт Днепровско-Донецкой впадины) построены кривые зондирования для широтной и меридиональной ориентаций вектора  $E$ . Эти кривые оказались практически идентичными.

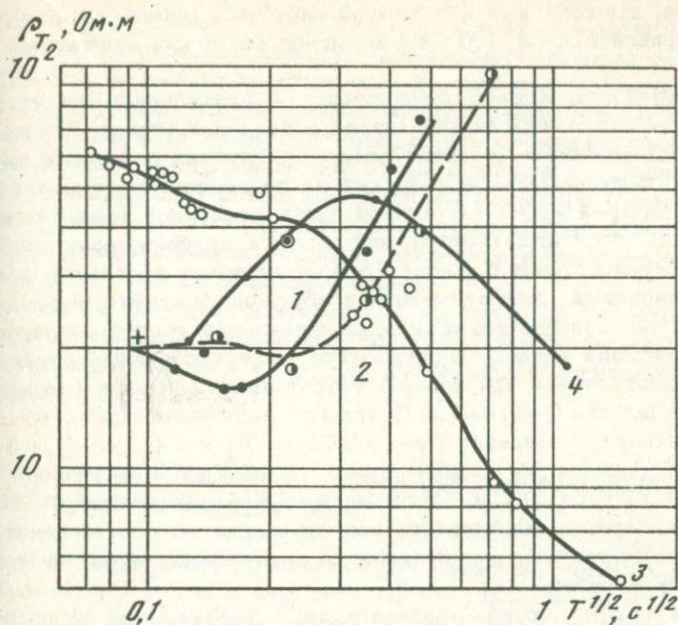


Рис. 30. Кривые МТЗ в широком диапазоне частот

1 - п. Шапошниково, Курская обл., 1958 г.; 2 - п. Роговка, Черниговская обл., 1959-1960 гг.; 3 - п. Желдаки, Сумская обл., 1960 г.; 4 - п. Чайново, Ярославская обл., 1963 г.

По геологическим данным район работ сложен песчано-глинистыми отложениями, подстилаемыми изверженными и метаморфическими породами. Согласно ВЭЗ на постоянном токе геоэлектрический разрез представляется трехслойным типа А. Осадочная толща состоит из двух слоев, несущественно различающихся по электрическому сопротивлению. При использованном разnose питающих заземлений до  $AB = 3000$  м кривая зондирования не содержит четкой правой асимптоты, а поэтому она допускала ориентировочную интерпретацию. Глубина залегания высокоомного фундамента и продольная проводимость осадочного чехла по кривой ВЭЗ соответственно оцениваются в 900 м и 23 См. По геологическим данным мощность осадочного чехла в районе работ равна 800-900 м.

Кривая МТЗ 2, приведенная на рис. 30, в полном соответствии с данными ВЭЗ свидетельствует о наличии в районе работ трехслойного разреза типа А. Интерпретация ее по изложенной методике с помощью теоретической кривой с модулем  $\nu_2 = 4$  палетки А-2- $\infty$  приводит к следующим параметрам разреза:  $\rho_1 = 19,0$  Ом·м,  $h_1 = 165$  м,  $S_1 = 8,7$  См,  $\rho_2 = 38,0$  Ом·м,  $h_2 = 660$  м,  $S_2 = 17,4$  См,  $H = h_1 + h_2 = 825$  м,  $S = S_1 + S_2 = 26,1$  См.

Отметим, что интерпретируемая кривая зондирования, так же как и предыдущая, построена при большом разбросе значений им-

педанса, вычисленных для каждой частоты. Данные интерпретации этой кривой МТЗ и ВЭЗ тем не менее оказались достаточно близкими.

Пример 3. Кривая зондирования 3, приведенная на рис. 30, отражает геоэлектрический разрез района п. Желдаки Сумской области (Днепровско-Донецкая впадина). Глубина залегания кристаллического фундамента в этом районе по геологическим данным примерно 1400-1500 м. В нижней части осадочной толщи лежит мощная пачка проводящих отложений перми и карбона, представленная песчано-глинистыми породами с подчиненными прослоями известняков и мергелей. Эти отложения и обусловили в интервале 6,0-2,0 Пц нисходящую ветвь экспериментальной кривой зондирования. Интерпретация кривой, характеризующей трехслойный разрез типа Q, осуществляется при помощи теоретической кривой с модулем  $\nu_2 = 2$  палетки Q-1/4-0. Получены следующие параметры геоэлектрического разреза:  $\rho_1 = 62 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ,  $h_1 = 240 \text{ м}$ ,  $S_1 = 3,9 \text{ См}$ ,  $\rho_2 = 15,0 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ,  $h_2 = 480 \text{ м}$ ,  $S_2 = 32,0 \text{ См}$ ,  $H = h_1 + h_2 = 720 \text{ м}$ ,  $S = S_1 + S_2 = 35,9 \text{ См}$ . Полученная глубина залегания отложений перми и карбона пониженного сопротивления не противоречит геолого-геофизическим представлениям о строении района магнитотеллурических работ.

Пример 4. Кривая зондирования 4, приведенная на рис. 30, получена по материалам наблюдений поля в районе п. Чайново Ярославской области, расположенного в 30 км к северо-западу от геофизической обсерватории Борок. Геоэлектрический разрез района работ, как видно из рис. 30, относится к типу K. Аналогичный характер разреза вскрыт ближайшей скважиной, находящейся в г. Любим в 150 км к востоку от п. Чайново. Верхний слой низкого сопротивления и небольшой мощности, по-видимому, относится к четвертичным отложениям, представленным ледниковыми глинами, песками и моренами. Второй слой - высокого сопротивления и большой мощности, обусловивший максимум кривой зондирования, - соответствует доломитам и доломитизированным известнякам. Мощность этого слоя в г. Любим составляет около 800 м. Третий слой, проявившийся на кривой в виде нисходящей ветви, отвечает глинисто-мергелистым отложениям девона, залегающим здесь на глубине 815 м.

Второй слой, как видно из рис. 30, значительно отличается по сопротивлению и по мощности от верхнего, а поэтому параметры его могут быть определены с достаточно высокой точностью. МТЗ интерпретируется при помощи теоретической кривой с модулем  $\nu_2 = 24$  палетки K-19-0. Результаты интерпретации таковы:  $\rho_1 = 5,8 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ,  $h_1 = 36 \text{ м}$ ,  $\rho_2 = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ,  $h_2 = 864 \text{ м}$ ,  $S_2 = 8,64 \text{ См}$ ,  $H = h_1 + h_2 = 900 \text{ м}$ ,  $S_2 = S_1 + S_2 = 14,6 \text{ См}$ . Результаты интерпретации находятся в удовлетворительном согласии с данными бурения в г. Любим.

Все приведенные экспериментальные кривые зондирования, построенные главным образом по вариациям естественного электри-

ческого поля в диапазоне 1 - 100 Гц, содержат полезную информацию о геоэлектрических характеристиках верхней части земной коры. При построении их использованы возмущения, вызванные преимущественно грозowymi разрядами, распространяющимися, как указывалось выше, вдоль земной поверхности с большой скоростью. Реальная модель электромагнитной волны отличалась от идеализированной, положенной в основу магнитотеллурического метода; тем не менее результаты интерпретации всех кривых, отвечающих различным типам трехслойных разрезов, оказались в удовлетворительном согласии с геологическими данными.

Приведенные примеры интерпретации кривых МТЗ свидетельствуют о возможности использования вариаций электромагнитного поля Земли в интервале 1 - 100 Гц для целей геологической разведки [Владимиров, 1960].

### Распространение неоднородных электромагнитных волн в горизонтально однородной среде

Грозовые разряды обуславливают, как известно, неоднородные электромагнитные волны с вертикальной (радиальной) компонентой электрического поля, на два порядка превышающей по интенсивности горизонтальную. Неоднородный характер первичной волны установлен при анализе вариаций широкого диапазона периодов. Таким образом, модель первичной электромагнитной волны, положенная в основу классической теории магнитотеллурического метода, оказалась отличной от реальной. Для выяснения возможных погрешностей, связанных с пренебрежением вертикальными компонентами электромагнитного поля, появилась необходимость как в постановке специальных экспериментов по изучению характеристики главным образом  $E_z$ , так и в теоретических исследованиях электрической моды первичной волны, содержащей данную компоненту. Впервые решение магнитотеллурической задачи для модели плоской неоднородной волны типа  $E_x, H_y, E_z$ , пронизывающей воздух и двуслойную горизонтально однородную среду, дано в конце 50-х годов [Шейман, 1958]. Наиболее полно закономерности распространения неоднородных волн в однородном полупространстве и слоистой горизонтальной однородной среде изучены значительно позже [Липская, 1969, 1971; Дмитриев, 1970, 1975; Бердичевский и др., 1971].

Представим горизонтальные составляющие электрической моды, содержащей компоненты  $E_x, H_y, E_z$ , в следующем виде:

$$E(x, z) = \tilde{e}(z) \exp[-i(\omega t - k_x x)],$$

$$H(x, z) = \tilde{h}(z) \exp[-i(\omega t - k_x x)],$$

где  $\tilde{e}(z), \tilde{h}(z)$  - векторные функции координаты  $z$ ,  $k_x$  - постоянная распространения по оси  $x$ .

Компоненты электромагнитного поля согласно уравнениям Максвелла связаны следующими соотношениями:

$$-\frac{\partial h_y}{\partial z} = \sigma e_x, \quad \frac{\partial e_x}{\partial z} - ik_x e_z = i\omega\mu h_y, \quad ik_x h_y = \sigma e_z.$$

Из последних соотношений находим импеданс электрической моды на поверхности среды:

$$X = e_x/h_y = -e'_z/\sigma e_z|_{z=0}.$$

Аналитическое выражение функции  $X$  дано В.И. Дмитриевым в 1970 г. Эта функция удовлетворяет уравнению Риккати:

$$X'(z) + \sigma(z)X^2(z) = -\tilde{k}^2/\sigma.$$

где  $\tilde{k}^2 = i\omega\mu\sigma - k_x^2$ .

При помощи подстановки  $X = Y'/\sigma Y$  последнее уравнение приводится к виду

$$Y'' = -\tilde{k}^2 Y. \quad (2.6)$$

Решение уравнения (2.6) с учетом произведенной подстановки дает выражение для импеданса  $X(0)$  на поверхности  $n$ -слойной горизонтально однородной среды в следующем виде:

$$X(0) = \frac{i\tilde{k}_1}{\sigma_1} \operatorname{th} \left\{ -i\tilde{k}_1 h_1 + \operatorname{arth} \left[ \frac{\sigma_1}{\sigma_2} \frac{i\tilde{k}_2}{i\tilde{k}_1} \operatorname{th} \left( -i\tilde{k}_2 h_2 + \operatorname{arth} \left[ \frac{\sigma_2}{\sigma_3} \frac{i\tilde{k}_3}{i\tilde{k}_2} \operatorname{th} \left( -i\tilde{k}_3 h_3 + \dots + \operatorname{arth} \frac{\sigma_{n-1}}{\sigma_n} \frac{i\tilde{k}_n}{i\tilde{k}_{n-1}} \right) \right] \right) \right] \right\}. \quad (2.7)$$

Рассмотрим магнитную моду, содержащую компоненты  $E_y, H_x, H_z$ . Представим горизонтальные компоненты в форме

$$E(y, z) = \check{e}(z) \exp[-i(\omega t - k_y y)];$$

$$H(y, z) = \check{h}(z) \exp[-i(\omega t - k_y y)],$$

где  $k_y$  — постоянная распространения по оси  $y$ .

Компоненты поля связаны следующими соотношениями:

$$-\frac{\partial e_y}{\partial z} = i\omega\mu h_x, \quad \frac{\partial h_x}{\partial z} - ik_y h_z = \sigma e_y, \quad ik_y e_y = i\omega\mu h_z.$$

Тогда импеданс  $Z_M$  для магнитной моды определится следующим образом:

$$Z_M = \frac{e_y}{h_x} = i\omega\mu \frac{h_z}{h_z^*} = i\omega\mu/Y.$$

Функция  $Y$  удовлетворяет уравнению

$$Y'(z) + Y^2(z) = -\tilde{k}^2, \quad (2.8)$$

где  $\tilde{k}^2 = i\omega\mu\sigma - k_y^2$ .

Решение уравнения (2.8) приводит к выражению импеданса  $Z_M$ , которое на поверхности  $n$ -слойной горизонтально однородной среды запишется в виде:

$$Z(0) = \frac{i\omega}{\tilde{k}_1} \operatorname{cth} \left\{ \tilde{k}_1 h_1 + \operatorname{arcth} \left[ \frac{\tilde{k}_1}{\tilde{k}_2} \operatorname{cth} \left( \tilde{k}_2 h_2 + \operatorname{arcth} \left[ \frac{\tilde{k}_2}{\tilde{k}_3} \operatorname{cth} \left( \tilde{k}_3 h_3 + \dots + \operatorname{arcth} \frac{\tilde{k}_{n-1}}{\tilde{k}_n} \right) \right] \right) \right] \right\}. \quad (2.9)$$

Следует отметить, что соотношения (2.7) и (2.9), полученные при распространении электромагнитных волн вдоль осей  $x$  и  $y$ , справедливы и для общего случая распространения волн в системе координат  $x, y, z$ . Однако при этом постоянную распространения следует принять равной

$$k_z^2 = \tilde{k}^2 = k^2 = i\omega\mu\sigma - k_x^2 - k_y^2.$$

Выражение импеданса в форме (2.9) впервые дано в 1965 г. [Srivastava, 1965], при этом  $k_z^2$  представлялось в виде суммы  $i\omega\mu\sigma + \nu^2$ , где  $\nu$  — постоянная, зависящая от горизонтальных размеров источника первичного поля и равная  $1,57 \cdot 10^{-7} - 1,57 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$  [Price, 1962]. Отметим, что кривые зондирования, рассчитанные для неоднородного поля при приведенных значениях параметра  $\nu$  в широком диапазоне периодов совпадают с кривыми, построенными по классической теории, основанной на модели однородного первичного поля (соотношение (2.1)). Расхождение между кривыми наблюдается лишь при больших периодах. Таким образом, было показано, что при решении задач разведочной геофизики на осадочных отложениях, обладающих невысоким сопротивлением, структура первичного поля практически не оказывает влияния на результаты наблюдений, оно проявляется лишь при глубинных исследованиях.

Большой практический и теоретический интерес представляют исследования поведения импеданса электрической и магнитной мод в зависимости от периода вариаций  $T$ , их пространственной частоты, а также от проводимости среды. С этой целью проведен анализ

входящих в выражения компонент тензора импеданса функций  $i\omega\mu_0 h_z/h'_z$  и  $e'_z/\sigma e_z$ , представленных в явном виде через вертикальные составляющие поля и их производные [Липская, 1971; Бердичевский и др., 1971]. Показано, что при всех значениях  $T$  выполняется неравенство

$$\left| \frac{1}{\sigma} \frac{e'_z}{e_z} \right|_{z=0} \geq \left| -i\omega\mu \frac{h_z}{h'_z} \right|_{z=0}.$$

Чем меньше пространственная частота и проводимость среды, тем меньше и период, с которого наблюдается различие между указанными выражениями. Равенство между ними отмечается при малых периодах, удовлетворяющих условию

$$\omega\mu\sigma \gg k_x^2 + k_y^2. \quad (2.10)$$

В этом случае дополнительные импедансы равны нулю, а главные становятся равными между собой.

Из изложенного следует, что электрическая мода возмущений от грозových разрядов содержит надежную информацию о параметрах геоэлектрического разреза. Пространственные частоты этих вариаций пренебрежимо малы по сравнению с волновым числом практически на всех разрезах и для первого резонансного тона эндовибратора Земля-ионосфера имеют порядок  $2 \cdot 10^{-8} \text{ м}^{-1}$ . Поэтому характер распространения электромагнитных волн не оказывает существенного влияния на результаты магнитотеллурических наблюдений. Часто наблюдаемые на практике при малых периодах дополнительные импедансы и расхождения кривых зондирования, построенных для ортогональных направлений, не могут быть объяснены особенностями структуры первичного поля и должны быть отнесены за счет влияния горизонтальных неоднородностей. Зависимость поведения построенных для различных мод кривых зондирования от структуры первичного поля при больших периодах должна учитываться при интерпретации глубинных магнитотеллурических исследований.

Следует отметить, что при приведенных выше теоретических расчетах использовались значения параметра  $\nu$ , предложенные А.Т.Прайсом. Однако изучение структуры естественного электромагнитного поля показало, что электромагнитные волны распространяются вдоль земной поверхности с конечной фазовой скоростью [Четаев, 1970; Альперович и др., 1969б; Алексеев и др., 1976]. Под влиянием ионосферы и Земли электромагнитные волны приобретают сложную структуру и содержат отличные от нуля вертикальные электрическую и магнитную компоненты [Савин, 1969]. Новые сведения о распространении электромагнитных волн внесут уточнение в поведение кривых зондирования, построенных по различным модам для высокоомных разрезов при периодах, больших 10 - 20 с.

## Обработка магнитотеллурических наблюдений

При обработке магнитотеллурических осциллограмм обычно используются возмущения, представленные группами колебаний квазисинусоидальной формы и примерно одинаковой амплитуды. Время установления такого типа возмущений на проводящем полупространстве не превышает полупериода колебаний [Ковтун, Новоселова, 1960]. Поэтому эти возмущения с амплитудой, значительно превышающей уровень помех, обеспечивают правильное определение амплитудных и частотных характеристик поля, а следовательно, и параметров геоэлектрического разреза. Однако дуги колебаний одинаковой амплитуды и частоты в естественном электромагнитном поле встречаются редко, их выявление требует длительной регистрации возмущений поля, что приводит к низкой производительности работ.

С целью увеличения эффективности магнитотеллурических исследований в последние годы предложены новые способы обработки с помощью ЭВМ, позволяющие использовать возмущения поля произвольной формы. В их основу положены представления либо о скрыто периодическом строении магнитотеллурического процесса [Кохманский, 1972; Емельянов, Кузнецов, 1974], либо о статически стационарном случайном процессе [Безрук, 1976]. Машинная обработка пока применяется при анализе возмущений поля с периодом более 10 с. Для анализа вариаций поля с меньшим периодом используются приемы, разработанные в первые годы внедрения магнитотеллурического метода [Бердичевский, 1968].

Обработка магнитотеллурических наблюдений состоит из корреляции колебаний, измерения амплитуд, а также сдвига фаз относительно компоненты  $H_y$  и вычисления компонент тензора импеданса. По записям поля выбираются квазисинусоидальные колебания электрических и магнитных составляющих, совпадающие во времени и имеющие одинаковую частоту. Амплитуды колебаний измеряются при помощи лупы с точностью до 0,2 мм. Посредством сравнения с градуировочными сигналами, записанными на каждой осциллограмме от специального генератора на фиксированной частоте, и ввода поправки  $K_1$  за неравномерность частотных характеристик приемных трактов амплитуды электрических компонент из миллиметров перечисляются в милливольты на километр. Амплитуда магнитных компонент еще и посредством поправки  $K_2$  за неравномерность частотных характеристик индукционных магнитоприемников перечисляется в гаммы. Обработка наблюдений производится в специальном журнале (табл. 6).

При определении компонент тензора импеданса используются линейные соотношения между компонентами электромагнитного поля

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y, \quad E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y, \quad (2.11)$$

где  $Z_{xy}$  и  $Z_{yx}$  — главные, а  $Z_{xx}$  и  $Z_{yy}$  — дополнительные компоненты тензора импеданса.

№ им-пульса	f, Гц	E <sub>y</sub>					E <sub>x</sub>				
		A, мм	A, мВ/км	k <sub>1</sub>	A, мВ/км	φ°	A, мм	A, мВ/км	k <sub>1</sub>	A, мВ/км	φ°
Градуировка на частоте 1 Гц											
0,018 мВ/км·мм						0,0318 мВ/км·мм					
1	1,20	16,0	0,29	0,9	0,32	-99	8,7	0,28	0,9	0,31	-103
2	1,30	19,0	0,34	"	0,38	-132	13,5	0,43	"	0,48	-155
3	1,21	19,0	0,34	"	0,38	-121	17,0	0,54	"	0,60	-158
4	1,30	21,0	0,38	"	0,42	-100	10,2	0,32	"	0,36	-147
5	1,37	15,0	0,27	"	0,30	-105	9,6	0,31	"	0,34	-147

При обработке вариаций с периодом меньше 10 с нашли применение способы: а) кажущихся импедансов, б) векторов поляризации, в) наименьших квадратов. Кроме того, при обработке указанных вариаций опробован так называемый дирекционный анализ магнитотеллурических наблюдений [Четаев, Юдович, 1970].

Способ кажущихся импедансов. Соотношения (2.11) можно представить в следующем виде:

$$Z_{xy}^k = \frac{E_x}{H_y} = \left[ \frac{Z_{xx}}{Z_{xy}} \frac{H_x}{H_y} + 1 \right] Z_{xy}, \quad (2.12)$$

$$Z_{yx}^k = \frac{E_y}{H_x} = \left[ \frac{Z_{yy}}{Z_{yx}} \frac{H_y}{H_x} + 1 \right] Z_{yx}.$$

Из (2.12) видно, что погрешность способа кажущихся импедансов определяется выражениями  $(Z_{xx}/Z_{xy})(H_x/H_y)$  и  $(Z_{yy}/Z_{yx})(H_y/H_x)$ . Отношения  $Z_{xx}/Z_{xy}$  и  $Z_{yy}/Z_{yx}$  характеризуют степень горизонтальной неоднородности среды. При погрешности способа обработки не более 10% должны выполняться условия  $(Z_{xx}/Z_{xy})(H_x/H_y) \leq 0,1$  и  $(Z_{yy}/Z_{yx})(H_y/H_x) \leq 0,1$ . Эти условия значительно ограничивают возможности способа кажущихся импедансов, обычно они соблюдаются на однородных средах со слабым проявлением горизонтальных неоднородностей, на которых дополнительные импедансы достаточно малы. К таким средам, как показывает практика работ, относятся мощные толщи песчано-глинистых отложений, слагающих верхнюю часть разреза. На обнажениях изверженных пород высокого сопротивления дополнительные импедансы даже при вариациях малого периода (около 1 с) часто соизмеримы с главными, а поэтому выражения  $(Z_{xx}/Z_{xy})(H_x/H_y)$  и  $(Z_{yy}/Z_{yx})(H_y/H_x)$  могут быть достаточно большими. В связи с этим применение способа кажущихся импедансов в условиях резких горизонтальных неоднородностей встречает значительные трудности.

H <sub>y</sub>						H <sub>x</sub>					
A, мм	A, мкВ	k <sub>1</sub>	k <sub>2</sub>	A, 10 <sup>-2</sup> γ	ψ°	A, мм	A, мкВ	k <sub>1</sub>	k <sub>2</sub>	A, 10 <sup>-2</sup> γ	ψ°
0,79 мкВ/мм						0,83 мкВ/мм					
39,0	30,8	0,9	2350	1,45	0	53,0	44,0	0,9	2400	2,0	-139
57,5	45,5	"	"	2,16	0	38,5	32,0	"	"	1,48	-175
60,0	47,5	"	"	2,24	0	26,5	22,0	"	"	1,01	-170
57,5	45,5	"	"	2,16	0	23,0	19,2	"	"	0,85	-172
35,5	33,6	"	"	1,34	0	26,0	21,7	"	"	1,00	-149

При данном способе обработки уделяется большое внимание выбору возмущений, обладающих необходимой поляризацией магнитного поля. Достаточно уверенные результаты получаются при обработке возмущений, поляризованных вдоль измерительных установок ( $H_x = 0$  или  $H_y = 0$ ). При условии ориентации последних по осям геоэлектрической неоднородности среды эти вариации согласно (2.12) обеспечивают определение истинных значений главных импедансов. Такого рода возмущения в диапазоне 0,1 - 40 Гц регистрировались достаточно часто, и они обычно использовались при обработке экспериментальных материалов, полученных экспедициями ИФЗ АН СССР.

Резонансные колебания эндовибратора Земля - ионосфера, как указывалось выше, обладают незначительной интенсивностью. Напряженность магнитного поля составляет всего около 3мг, поэтому измерение их на первом этапе работ осуществлялось с большой погрешностью. Главные импедансы по этим вариациям определялись по большому числу возмущений, причем за истинное принималось среднеарифметическое значение, всегда совпадающее с наиболее вероятным. Вариационные кривые значений главного импеданса на частоте 8 Гц приведены на рис. 31.

Модулированные колебания типа Pс1, как известно, в течение каждой серии имеют изменяющуюся частоту и поляризацию. Кажущийся импеданс в течение серии также непостоянен. Отмечено, что значений его более стабильны в центральной части тех серий, в которых амплитуда колебаний примерно одинакова. Поэтому при определении компонент тензора импеданса обычно используются эти колебания. Достаточно высокая их амплитуда относительно уровня промышленных помех обеспечивала определение значений импеданса с меньшим разбросом.

С усовершенствованием измерительной аппаратуры точность определения интенсивности компонент электромагнитного поля увеличилась и представилось возможным при обработке осциллограмм использовать модифицированный способ кажущегося импеданса [Чер-

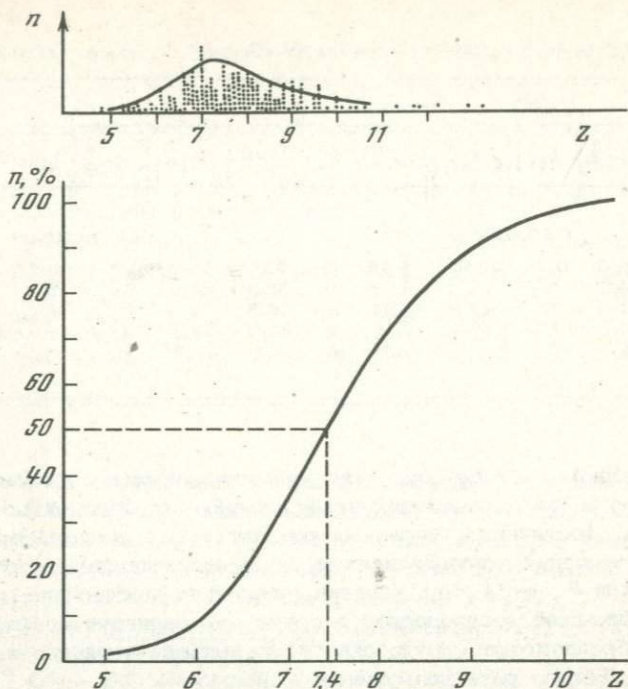


Рис. 31. Вариационные кривые значений главного импеданса на частоте 8 Гц; п. Желдаки, Сумская обл., 1960 г.

нявский, 1966]. При этом способе главные импедансы определяются посредством построения графиков зависимости  $|Z_{xy}^K|$  от  $|H_x/H_y|$  и  $|Z_{yx}^K|$  от  $|H_y/H_x|$ . При  $H_x = 0$  и  $H_y = 0$  прямые отсекают на оси ординат отрезки, равные  $|Z_{xy}|$  и  $|Z_{yx}|$ . Примеры четкой корреляционной зависимости между указанными величинами приведены на рис. 32. Разброс значений главных импедансов по данному способу составлял 10% среднего значения.

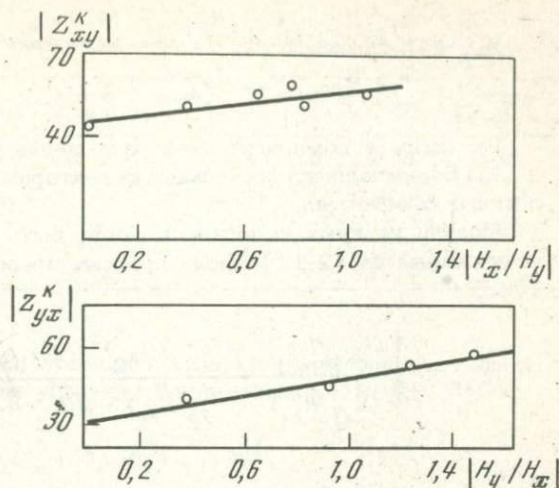
В естественном электромагнитном поле, как указывалось выше, достаточно редко регистрируются колебания синусоидальной формы в интервале периодов 1 – 5 с. В то же время в отмеченном интервале часто фиксируются сигналы импульсной формы. Видимая амплитуда таких сигналов может быть искажена как процессами становления поля в Земле, так и особенностями регистрирующей аппаратуры. Можно полагать, что спектр этих импульсов по высокочастотному краю характеристик приемных трактов подавляется не полностью, и в этом случае высокочастотные гармоники могут приводить к искажению видимой амплитуды. С целью выяснения возможных искажений амплитуды первой гармоники одиночных сигналов от грозových разрядов асимметричной формы был произведен их гармонический анализ. Оказалось, что амплитуда первой гармо-

Рис. 32. Зависимо-

сти  $Z_{xy}^k$  от  $\left| \frac{H_x}{H_y} \right|$  и

$Z_{yx}^k$  от  $\left| \frac{H_y}{H_x} \right|$ , постро-

енные по вариациям частотой 8 Гц; Северный Сахалин, 1966 г.



ники во всех случаях превышала амплитуды последующих гармоник примерно на 10% и отличалась от видимой не более чем на 3-5%. Аналогичные результаты были получены при анализе одиночных импульсов неправильной формы геомагнитного происхождения. Определенные по видимым амплитудам сигналов неправильной формы значения  $\rho_T$  удовлетворительно совпали с общим ходом кривых зондирования. Таким образом была доказана возможность использования этих сигналов для магнитотеллурических целей.

**Способ векторов поляризации.** Этот способ, как и способ кажущихся импедансов, находит применение главным образом при первичной обработке материалов. Он относится к числу наиболее трудоемких, но зато приводит к наиболее уверенным результатам.

В способе векторов поляризации определяются все компоненты тензора импеданса посредством решения системы уравнений (2.11), составленных по группам коррелирующихся колебаний с различным характером поляризации. Так, для двух групп коррелирующихся возмущений  $E_{x_1}, E_{y_1}, H_{x_1}, H_{y_1}$  и  $E_{x_2}, E_{y_2}, H_{x_2}, H_{y_2}$  решаются две системы уравнений:

$$E_{x_1} = Z_{xx}H_{x_1} + Z_{xy}H_{y_1}, \quad E_{x_2} = Z_{xx}H_{x_2} + Z_{xy}H_{y_2}; \quad (2.13)$$

$$E_{y_1} = Z_{yx}H_{x_1} + Z_{yy}H_{y_1}, \quad E_{y_2} = Z_{yx}H_{x_2} + Z_{yy}H_{y_2}.$$

Решение методом исключения приводит к следующим выражениям для главных компонент тензора импеданса [Бердичевский, 1968]:

$$Z_{xy} = \frac{E_{x_2}/H_{x_2} - E_{x_1}/H_{x_1}}{H_{y_2}/H_{x_2} - H_{y_1}/H_{x_1}}, \quad (2.14)$$

$$Z_{yx} = \frac{E_{y2}/H_{y2} - E_{y1}/H_{y1}}{H_{x2}/H_{y2} - H_{x1}/H_{y1}}, \quad (2.15)$$

Вычисление компонент тензора импеданса по формулам (2.14) и (2.15) выполняется с помощью векторных построений на комплексных плоскостях.

Модули главных импедансов могут быть вычислены по формулам, получаемым из (2.11) после простых преобразований [Владимиров, 1965]:

$$|Z_{xy}| = \left\{ \frac{(E_{x1}/H_{x1})^2 + (E_{x2}/H_{x2})^2 - 2(E_{x1}/H_{x1})(E_{x2}/H_{x2})\cos(a_1 - a_2)}{(H_{y1}/H_{x1})^2 + (H_{y2}/H_{x2})^2 - 2(H_{y1}/H_{x1})(H_{y2}/H_{x2})\cos(\beta_1 - \beta_2)} \right\}^{1/2}, \quad (2.16)$$

$$|Z_{yx}| = \left\{ \frac{(E_{y1}/H_{y1})^2 + (E_{y2}/H_{y2})^2 - 2(E_{y1}/H_{y1})(E_{y2}/H_{y2})\cos(a_3 - a_4)}{(H_{x1}/H_{y1})^2 + (H_{x2}/H_{y2})^2 - 2(H_{x1}/H_{y1})(H_{x2}/H_{y2})\cos(\beta_3 - \beta_4)} \right\}^{1/2},$$

где  $a_1, \dots, a_4$  и  $\beta_1, \dots, \beta_4$  - разности фаз между компонентами электромагнитного поля:

$$a_1 = \phi_{E_{x1}} - \psi_{H_{x1}}; \quad a_2 = \phi_{E_{x2}} - \psi_{H_{x2}}; \quad a_3 = \phi_{E_{y1}} - \psi_{H_{x1}}; \quad a_4 = \phi_{E_{y2}} - \psi_{H_{x2}} \quad (2.17)$$

$$\beta_1 = \psi_{H_{y1}} - \psi_{H_{x1}}; \quad \beta_2 = \psi_{H_{y2}} - \psi_{H_{x2}}; \quad \beta_3 = \psi_{H_{x1}} - \psi_{H_{y1}}; \quad \beta_4 = \psi_{H_{x2}} - \psi_{H_{y2}}$$

Способ векторов поляризации приводит к надежным результатам при обработке колебаний синусоидальной формы, амплитудные и фазовые характеристики которых могут быть получены с достаточной точностью. В частности, этот способ был использован на колебаниях типа  $Pc1$  с целью оценки роли вертикальной компоненты магнитного поля  $H_z$  при вычислении компонент тензора импеданса. Обработке подверглись возмущения поля, в которых компонента  $H_z$  по интенсивности была соизмерима с какой-либо горизонтальной компонентой магнитного поля. Результаты обработки вариаций частотой 0,7 Гц, приведенные в табл. 7, свидетельствуют об удовлетворительной точности определения главных импедансов с отклонением от среднего значения не более 10%. Аналогичные результаты получены при обработке возмущений поля других частот. Следовательно, компонента  $H_z$  не оказывает существенного влияния на результаты обработки способом векторов поляризации.

Способ наименьших квадратов. В этом способе по данным амплитудных и фазовых измерений коррелирующихся колебаний составля-

Таблица 7

Значения модулей главных импедансов на частоте 0,7 Гц (п. Ловозеро, 1964 г.)

№ им-пульса	$ Z_{xy} $	Расхо-ждения, %	$ Z_{yx} $	Расхо-ждения, %	№ им-пульса	$ Z_{xy} $	Расхо-ждения, %	$ Z_{yx} $	Расхо-ждения, %
1	160	+10,0	190	0	6	143	0	186	+2,6
2	154	+6,9	200	+4,7	7	134	-6,9	210	+10,0
3	134	-6,9	186	-2,6	8	142	-1,4	198	+3,6
4	142	-1,4	176	-7,8	9	135	-5,6	194	+1,6
5	150	+4,2	182	-4,7					
				Среднее		144		191	

ется избыточная система уравнений (2.11), и компоненты тензора импеданса находятся при условии [Бердичевский, 1968]

$$A = \sum \epsilon_m^2 = |E_x^m - (Z_{xx}H_x^m + Z_{xy}H_y^m)|^2 = \min, \quad (2.18)$$

$$B = \sum \eta_m^2 = |E_y^m - (Z_{yx}H_x^m + Z_{yy}H_y^m)|^2 = \min.$$

Условия (2.18) выполняются, если

$$\begin{aligned} \frac{\partial A}{\partial(\operatorname{Re}Z_{xx})} = 0; \quad \frac{\partial A}{\partial(\operatorname{Im}Z_{xx})} = 0; \quad \frac{\partial A}{\partial(\operatorname{Re}Z_{xy})} = 0; \quad \frac{\partial A}{\partial(\operatorname{Im}Z_{xy})} = 0; \\ \frac{\partial B}{\partial(\operatorname{Re}Z_{yx})} = 0; \quad \frac{\partial B}{\partial(\operatorname{Im}Z_{yx})} = 0; \quad \frac{\partial B}{\partial(\operatorname{Re}Z_{yy})} = 0; \quad \frac{\partial B}{\partial(\operatorname{Im}Z_{yy})} = 0. \end{aligned} \quad (2.19)$$

Операция (2.19) приводит к новым системам линейных уравнений, решение которых дает вещественные и мнимые части компонент тензора импеданса. По вещественным и мнимым частям импеданса определяются их модули и аргументы.

Способ наименьших квадратов принадлежит к числу наиболее трудоемких. Решение избыточной системы уравнений приводит к результатам, слабо зависящим от случайных погрешностей при амплитудных и фазовых измерениях, которые осуществляются вручную. Вычисления проводятся на ЭВМ. Способ предъявляет жесткие требования к возмущениям поля: они должны иметь правильную синусоидальную форму, поэтому способ наименьших квадратов применяется главным образом для обработки регулярных колебаний. Вариации поля других классов обладают, как правило, неправильной формой, в связи с чем их фазовые характеристики при обработке вручную определяются недостаточно надежно. Автором тем не менее способ наименьших квадратов использовался при обработке вариаций с периодом до  $10^4$  с, имеющих форму, близкую к синусоидальной. В частности, так выполнен анализ материалов по Польско-Литовской синеклизе. Затем с помощью ЭВМ были построены

круговые диаграммы главного и дополнительного импедансов в широком диапазоне периодов (рис. 33).

Способ наименьших квадратов обычно применяется при камеральной обработке материалов. Полученные результаты считаются опорными, по ним судят о степени горизонтальной неоднородности среды района работ, об азимутах осей геоэлектрических структур и вносят соответствующие коррективы в ориентацию датчиков электромагнитного поля.

Конечной целью всех существующих способов обработки является построение импедансных диаграмм. Форма последних зависит от характера геоэлектрического разреза. На горизонтально однородных средах круговые диаграммы главного импеданса имеют форму, близкую к окружности. На неоднородных средах диаграммы приобретают сложную форму. По малой оси появляются пережимы, снижающие точность вычисления по ней кажущегося сопротивления. Дополнительные импедансы с увеличением периода становятся соизмеримыми с главными, а четырехлепестковая их форма трансформируется в двулепестковую. Примером горизонтально неоднородной среды может служить разрез Польско-Литовской синеклизы (см. рис. 33).

По максимальным и минимальным значениям импеданса для каждого пункта наблюдений строятся кривые зондирования, отвечающие двум взаимно перпендикулярным направлениям оси поляризации электрического поля. В случае слоистой горизонтально однородной среды конфигурация кривых зондирования не зависит от азимута осей поляризации поля. На неоднородных средах по ортогональным направлениям вектора  $E$  получают две кривые, которые на бланке смещены по оси сопротивлений относительно друг друга и даже могут иметь различную конфигурацию. Искажения в поведении кривых по существующей теории метода связываются с изменением в распределении естественного электромагнитного поля под влиянием горизонтальных неоднородностей. К настоящему времени достаточно широко исследован характер искажений магнитотеллурического поля простейшими неоднородностями, главным образом двумерной формы (уступ, грабен, горст и др.). Выявленные закономерности в поведении кривых зондирования над неровностями погребенного рельефа позволили рекомендовать приемы их правильной интерпретации.

Дирекционный анализ магнитотеллурических наблюдений. Этот анализ, как известно, исходит из модели плоской неоднородной первичной волны, падающей под углом на горизонтально однородную среду [Четаев, Юдович, 1970]. Предполагается, что в каждом слое слоистой горизонтально однородной среды компоненты электромагнитного поля имеют одинаковую зависимость от времени и горизонтальных координат. В этом случае соотношения между компонентами поля согласно уравнениям Максвелла представляются в виде:

$$\begin{aligned} E_y k_x - E_x k_y &= \omega \mu H_z, \\ H_y k_x - H_x k_y &= -i \sigma E_z. \end{aligned} \quad (2.20)$$

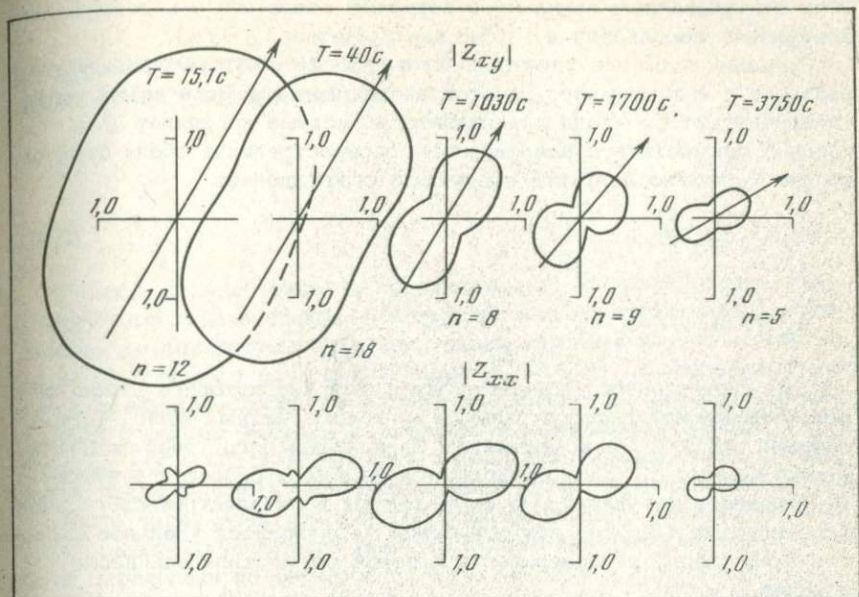


Рис. 33. Круговые диаграммы главного и дополнительного импедансов; п. Луговое, Калининградская обл., 1967 г.

Из приведенных соотношений следует, что при известных амплитудно-фазовых характеристиках шести компонент электромагнитного поля, а также удельном сопротивлении среды могут быть однозначно определены постоянные распространения  $k_x$  и  $k_y$ . Вычисление постоянных распространения электромагнитных волн представляет основную сущность дирекционного анализа.

Обработка по дирекционному анализу включает в себя полуавтоматическую цифровку 2-3-минутных интервалов групп колебаний, спектральный анализ записей всех компонент поля, узкополосную математическую фильтрацию на основной частоте и определение амплитудно-фазовых характеристик на момент максимума групп колебаний. Эти характеристики используются при расчетах по соотношению (2.20). Дирекционный анализ предъявляет жесткие требования к возмущениям поля, которые должны иметь квазисинусоидальную форму. Этим требованиям удовлетворяют модулированные колебания  $Pc1$ , а также и  $Pc3$ . Впервые этот анализ был опробован в 1971 г. на колебаниях  $Pc1$ . Однако недостаточно высокая точность определения фазовых характеристик индукционной аппаратуры, при помощи которой была осуществлена регистрация вариаций поля, не позволила получить четкие результаты. Только при обработке групп колебаний  $Pc3$ , зарегистрированных в 1973-1974 гг. при помощи усовершенствованной аппаратуры, получены стабильные данные. В частности, было установлено, что величины фазовых скоро-

стей для указанных вариаций с периодом около 24 с в течение эксперимента составляли 45–150 км/с [Четаев, 1978].

Большое внимание уделяется пульсациям, у которых расхождение фазового и амплитудного фронтов незначительно. Если компоненты электромагнитного поля представить в системе координат  $\xi, \eta, z$  и ось  $\xi$  совместить с направлением распространения обоих фронтов, то для  $k_\xi$  можно получить следующие соотношения:

$$k_\xi = \omega \mu H_z / E_\eta, \quad (2.21)$$

$$k_\xi = -i \sigma E_z / H_\eta. \quad (2.22)$$

Эти соотношения приводят к уравнению, из которого можно определить азимут распространения электромагнитных волн [Четаев, Юдович, 1970]. По компонентам волн магнитного типа, входящих в соотношение (2.21), вычисляются величины скорости и пространственного затухания. По компонентам волн электрического типа (соотношение (2.22)) при известном  $k_\xi$  находится удельное сопротивление среды, на поверхности которой осуществлялись исследования.

Полученные величины постоянных распространения  $k_x$  и  $k_y$  используются при вычислении  $k_z$ , а затем и импедансов для электрической и магнитной мод. Учет постоянных распространения, как показали результаты расчетов, ведет к уменьшению расхождений в значениях  $\rho_T$ , определяемых для различных типов волн. Приведенные результаты рассматриваются в качестве предварительных. Они должны быть уточнены при последующих исследованиях.

## Аппаратура и методика проведения полевых работ

В связи с подготовкой и проведением III Международного геофизического года возникла необходимость в конструировании и изготовлении аппаратуры для регистрации вариаций естественного электромагнитного поля в интервале 0,1–1000 Гц. Большие трудности создавала слабая интенсивность магнитного поля, уменьшающаяся с ростом частоты и имеющая в интервале 10–1000 Гц порядок  $10^{-3}$  –  $10^{-4}$  γ [Willis, 1948]. Измерение таких слабых полей представлялось возможным лишь магнитоприемниками индукционного типа. Электродвижущая сила индукции  $\epsilon$ , наводимая микропульсациями магнитного поля в обмотке магнитоприемника, может быть определена по формуле

$$\epsilon = 2\pi f \mu^* n S H \cdot 10^{-7}, \text{ мкВ,}$$

где  $\mu^*$  – магнитная проницаемость сердечника;  $S$  – площадь поперечного сечения сердечника;  $n$  – число витков индукционной обмотки;  $H$  – напряженность магнитного поля, γ;  $f$  – частота колебаний, Гц. Если допустить, что наименьшей напряженностью, которая может быть измерена при помощи усилительной аппаратуры, является 5 мкВ, то для регистрации микропульсаций магнитного поля напряженностью 0,01γ и частотой 1 Гц произведение  $\mu^* n S$  должно иметь порядок  $10^9$  см<sup>2</sup>. Индукционных магнитоприемников такой высокой чувствительности в середине 50-х годов не было, поэтому появилась необходимость в их разработке и изготовлении.

При разработке усилительной аппаратуры был учтен опыт работ по регистрации сигналов естественного поля измерительной установкой избирательного приема сигналов в диапазоне 2–300 Гц [Энштейн, Аронов, 1957]. Однако при проведении III Международного геофизического года представляло интерес непосредственное изучение морфологических особенностей сигналов, в то время недостаточно известных. Данной цели удовлетворяет аппаратура полосового приема. В связи со значительным изменением напряженности компонент электромагнитного поля и зависимости ее от частоты полосовой прием сигналов в одном частотном интервале не мог обеспечить четких записей. Общий диапазон 0,1 – 1000 Гц был разделен на три поддиапазона: 0,1–10; 10–100 и 100–1000 Гц. Таким образом, устройство, предназначенное для усиления и выделения сигналов какой-либо компоненты поля, состояло из предварительного усилителя и трех каналов.

В 1956–1957 гг. по разработанным и изготовленным макетам аппаратуры полосового приема сигналов завод "Физприбор" (Москва) изготовил опытный образец передвижной станции, получившей название станции естественных полей (СЭП). Она состояла из пяти идентичных усилительных устройств, предназначенных для регистрации пяти компонент поля ( $E_x, E_y, H_x, H_y, H_z$ ), градуировочного блока, блока питания, шлейфового осциллографа ПОБ-12, морского хронометра МХ-6 и датчиков электромагнитного поля [Ан, Владимиров, 1962]. В качестве последних использовались опытные образцы магнитоприемников низкой чувствительности, изготовленные ОКБ ИФЗ АН СССР. Усиленные и отфильтрованные возмущения указанного компонент естественного поля синхронно регистрировались осциллографом ПОБ-12 при скорости развертки в первом канале до 100 мм/с, а во втором и третьем каналах – до 1500 мм/с. Калибровка естественных сигналов по амплитуде, а также определение амплитудно-фазовых характеристик аппаратуры в полевых условиях осуществлялись при помощи градуировочного блока. Частота вариаций оценивалась по маркам времени, записанным на осциллограммы от морского контактного хронометра.

Станция использовалась в различных климатических и геолого-геофизических условиях. Анализ полученного экспериментального материала показал, что регистрирующая аппаратура в основном удовлетворяла техническим требованиям. Широкий динамический диапазон СЭП позволил регистрировать без искажений колебания квазисинусоидальной формы значительной амплитуды. Наибольшая погрешность, порядка 7–10%, отмечена при изменении амплитуд сигналов неправильной формы. Некоторые записи возмущений поля в различных частотных поддиапазонах приведены на рис. 3 и 9.

К числу недостатков СЭП относятся сравнительно большой вес измерительной аппаратуры и блока питания, что позволяло использовать ее лишь в специальных кузовах, перемещаемых на автомашине, и ограничивало применение в условиях бездорожья.

Наряду с опробованием СЭП в полевых условиях продолжалась разработка аппаратуры для магнитотеллурических исследований, которая позволяла бы проводить регистрацию естественного поля с некоторым частотным перекрытием со станцией МТЛ-62, используемой в геофизических экспедициях. Опытный макет такой аппаратуры, названной полевой магнитотеллурической станцией (ПМТС), был изготовлен в 1963–1964 гг. Малая серия этой аппаратуры внедрена в промышленность.

## Полевая магнитотеллурическая станция

Многочисленные испытания различных макетов привели к выводу о целесообразности использования для регистрации вариаций естественного поля усилителей, собранных по двухтактной схеме. Они имеют больший динамический диапазон по сравнению с одно-

тактными, менее чувствительны к паразитным наводкам на входные линии и менее требовательны к стабильности источников анодного питания.

Двухтактные усилители благодаря перечисленным достоинствам нашли применение в установке ПМТС, разработанной применительно к задачам магнитотеллурических исследований и предназначенной для регистрации возмущений естественного поля в диапазоне 0,05–40 Гц [Крылов, Владимиров, 1969]. Эта станция в процессе работ модернизировалась, последний ее вариант состоит из шести идентичных усилителей, выходного блока, градуировочного блока, блока питания, шлейфового осциллографа ОМС, морского контактного хронометра МХ-6, устройства для записи отметок точного времени и датчиков электромагнитного поля. Блок-схема станции приведена на рис. 34. Вариации шести компонент электромагнитного поля  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $E_z$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$  принимаются датчиками и поступают на электронные усилители. Затем сигналы проходят через выходной блок, формирующий высокочастотную границу пропускания приемных трактов, и регистрируются на осциллографе ОМС. Интенсивность зарегистрированных сигналов определяется при помощи градуировочного блока. Запись отметок точного времени и марки от контактного хронометра используются при обработке синхронных возмущений, зарегистрированных на разных пунктах.

Электронные усилители, выходной и градуировочный блоки смонтированы на отдельных шасси, вставляемых в общий каркас.

*Электронный усилитель.* Уровень шумов электронной аппаратуры определяется главным образом первым каскадом. С целью уменьшения шумов первый каскад с лампой, впаиваемой в схему при помощи гибких соединительных проводов, работает с пониженным накальным (до 3,5 В) и анодным (до 90 В) напряжением. Коэффициент усиления его равен 10. В усилителях нашли применение электронные лампы 6Н2П и 6Н3П, обладающие незначительным внутриламповым шумом при достаточно большом коэффициенте усиления. Первые два каскада охвачены частотно зависимой обратной связью, стабилизирующей работу усилителей и значительно расширившей характеристику в сторону низких частот. Последний каскад работает в режиме катодного повторителя и служит для согласования выхода усилителя с нагрузкой.

Для защиты от перегрузок полями мощных радиостанций на входе схемы установлен RC-фильтр, расположенный между первым и вторым каскадами, которым промышленная частота 50 Гц ослабляется в 100 раз.

Частотная характеристика усилителей прямолинейна в диапазоне 0,05–100 Гц. Формирование характеристики со стороны низких частот осуществляется специальным переключателем, установленным перед третьим каскадом, при помощи которого полоса пропускания может быть ограничена частотами 0,05, 0,08 и 0,1 Гц.

*Выходной блок.* Формирование границы полосы пропускания приемного тракта со стороны высоких частот происходит в выходном

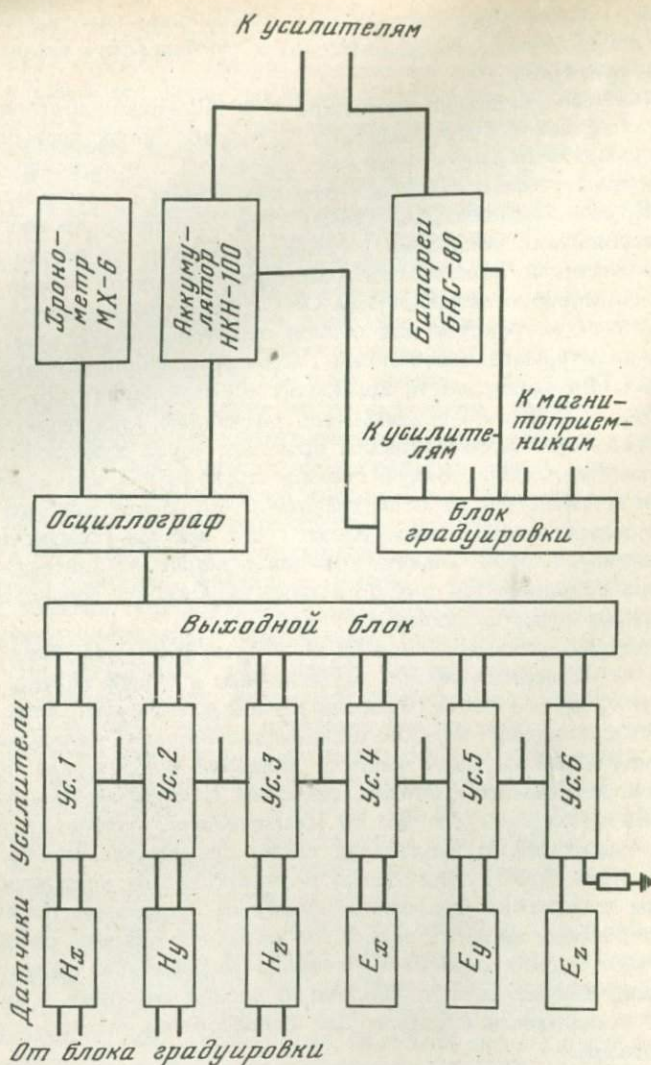


Рис. 34. Блок-схема полевой магнитотеллурической станции

блоке. В нем используется свойство гальванометров изменять резонансную частоту при подключении емкости параллельно рамке. В общем для всех усилителей на выходном блоке расположены также сопротивления, обеспечивающие критический режим работы гальванометров. Частотные характеристики усилителей для некоторых полюсов пропускания приведены на рис.35.

*Градуировочный блок.* Он состоит из генератора синусоидальных колебаний, собранных на лампах 6ЖЗП и 6П14П, двух магазинов

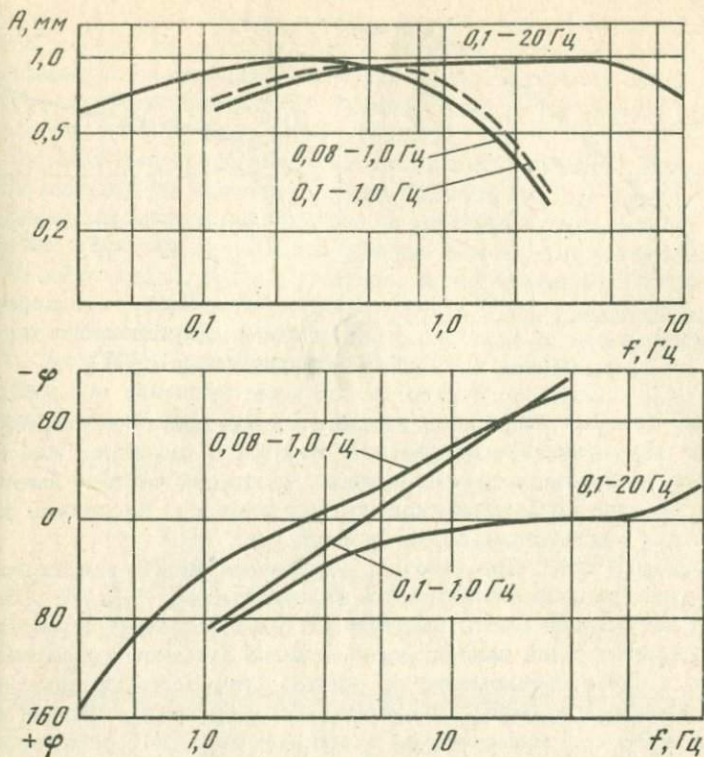


Рис. 35. Частотные характеристики усилителя ПМТС для некоторых полос пропускания

сопротивлений типа КМС-6 и щитка коммутации, позволяющего оперативно производить калибровку усилителей и магнитоприемников. В последние годы в блок градуировки введен калибровочный гальванометр, с помощью которого записывается на осциллограмму напряжение генератора. Это повысило точность определения величин напряжения и тока калибровки. Калибровка усилителей, предназначенных для усиления сигналов горизонтальных компонент электрического поля и трех компонент магнитного поля, производится по симметричной схеме. При измерении вертикальной компоненты электрического поля аппаратура обычно располагается вблизи скважины, в которой расположена вертикальная измерительная линия. Поскольку датчик  $E_z$  несимметричный, то к одному входу усилителя, предназначенного для регистрации этой компоненты, подключается сопротивление, равное сопротивлению приемной линии. Калибровка этого усилителя осуществляется по несимметричной схеме.

В ПМТС предусмотрена одновременная калибровка двух магнитоприемников, градуировочные обмотки которых включаются в различные плечи генератора. Ток в плечах генератора может быть различным и отличаться от общего тока, регистрируемого гальва-

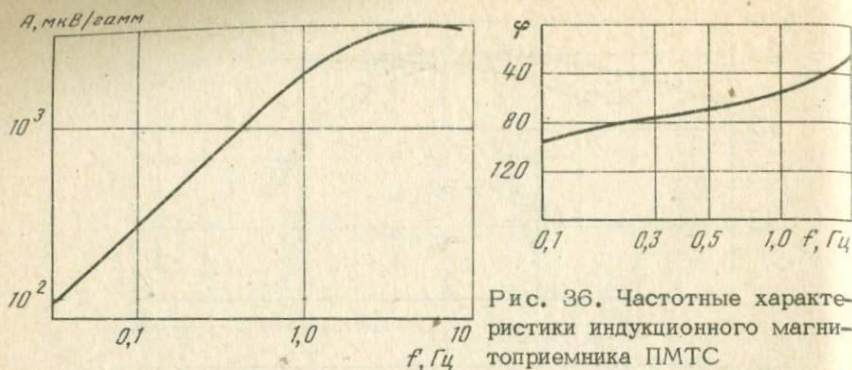


Рис. 36. Частотные характеристики индукционного магнитоприемника ПМТС

нометром. Поэтому калибровка каждого магнитоприемника производится при включении градуировочных обмоток в различные плечи генератора, и чувствительность датчика на каждой частоте вычисляется как среднее арифметическое из двух замеров. Частотные характеристики магнитоприемников даны на рис. 36.

**Осциллограф ОМС.** При работе с установкой ПМТС в осциллографе работают одновременно девять гальванометров ГВ-IV: шесть являются нагрузками шести электронных усилительных устройств, один используется для записи марок точного времени, передаваемых по радио, и два гальванометра по разным краям осциллограмм регистрируют марки времени от контактного хронометра. Ширина фотобумаги в 20 см, используемая в осциллографе ОМС, обеспечивает при указанном количестве гальванометров отчетливую запись вариаций электромагнитного поля. В комплект осциллографа входят две кассеты с медленной и быстрой скоростью развертки записи. Максимальная скорость развертки составляет 100 мм/с.

**Датчики электромагнитного поля.** Датчиками горизонтальных компонент электрического поля служат трехэлектродные установки с двумя потенциальными электродами, разнесенными обычно на одинаковое расстояние от третьего центрального электрода, соединенного с нулевой клеммой регистрирующей аппаратуры. Измерительные установки, как правило, располагаются ортогонально. В условиях однородных сред при трехэлектродных установках используются следующие особенности симметричной схемы усилителей: а) всплески колебаний, связанные с индустриальными помехами и грозовыми разрядами, относительно заземленного электрода в каждом плече схемы равны по амплитуде и противоположны по фазе, а поэтому они не вызывают смещения нуля-пункта записи; б) утечки, обусловленные появлением на корпусе аппаратуры паразитных потенциалов и распространяющиеся радиально от центрального электрода, вызывают в плечах схемы равные по амплитуде и знаку сигналы, которые подавляются усилительным устройством.

Измерение компонент магнитного поля в диапазоне 0,05–40 Гц производится при помощи специально разработанных и изготовлен-

ных магнитоприемников индукционного типа, которые обладают избирательностью и неравномерной чувствительностью по частоте. В формировании их частотных характеристик большая роль принадлежит активному сопротивлению нагрузки, которое должно обеспечивать работу магнитоприемников в режиме ниже критического [Колмаков, Зеленцов, 1962; Владимиров, 1962].

Эквивалентная схема магнитоприемника с учетом входа применяемой аппаратуры показана на рис. 37. Здесь  $L_k$ ,  $R_k$ ,  $C_k$  — индуктивность, активное сопротивление и междувитковая емкость индукционной обмотки,  $R_0$  — сопротивление утечки,  $C_0$  — конденсатор, установленный на входе усилителя. Конденсатор  $C_0$  служит для компенсации постоянной составляющей датчиков электрического поля, и при измерении пульсаций магнитного поля он может быть отключен. Свободные колебания в контуре (без конденсатора  $C_0$ ), протекающие под влиянием импульса естественного поля, описываются характеристическим уравнением

$$x^2 + 2\delta x + P = 0,$$

где

$$\delta = \frac{C_k R_k + L_k / R_0}{2C_k L_k}; \quad P = \frac{R_k + R_0}{R_0 L_k C_k}.$$

Критический режим работы схемы возможен при условии

$$\left[ \frac{C_k R_k + L_k / R_0}{2C_k L_k} \right]^2 = \frac{R_k + R_0}{R_0 L_k C_k}.$$

Для индукционных магнитоприемников ИФЗ АН СССР, используемых автором в разные годы, справедливо неравенство  $R_k \ll 2\sqrt{L_k/C_k}$ . В этом случае значение критического сопротивления  $R_{0кр}$  определится следующим образом:

$$R_{0кр} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{L_k}{C_k}}.$$

Следовательно, аperiodическому режиму удовлетворяет условие

$$R_0 < \frac{1}{2} \sqrt{\frac{L_k}{C_k}}.$$

Чувствительность магнитоприемников применительно к приведенной на рис. 37 эквивалентной схеме (без конденсатора  $C_0$ ) определяется как отношение разности потенциалов на концах ин-

дукционной обмотки  $\Delta V$  (мВ) к напряженности магнитного поля  $H(\gamma)$ :

$$\frac{\Delta V}{H} = \frac{\mu^* n S \cdot 10^{-7}}{\left[ \frac{\omega^2}{\omega_0^2} \left( Q \frac{R_k}{R_0} + \frac{1}{Q} \right)^2 + \left( \frac{R_k + R_0}{R_0} - \frac{\omega^2}{\omega_0^2} \right)^2 \right]^{1/2}}, \quad (3.1)$$

где  $Q$  – добротность датчика, определяемая соотношением  $Q = \omega_0 L_k / R_k$  и зависящая от отношения длины индукционной обмотки  $l$  к длине стержня  $l_{CT}$ . С изменением отношения  $l/l_{CT}$  добротность также изменяется и имеет максимум при  $l/l_{CT} = 0,7 - 0,8$  [Левченко, Котюк, 1964 г.].

Чувствительность магнитоприемников, как видно из соотношения (3.1), определяется главным образом параметром  $S_{\text{эКВ}} = \mu^* n S$ . Увеличение отношения  $R_k/R_0$  в пределах, обеспечивающих режим работы датчика не выше критического, ведет к уменьшению чувствительности. Увеличение числа витков индукционной обмотки при  $\mu^* S = \text{const}$ , как показывают расчеты, ведет к смещению максимума

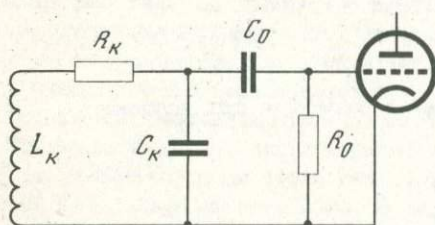


Рис. 37. Эквивалентная схема индукционного магнитоприемника, подключенного ко входу усилителя

частотной характеристики в область низких периодов [Колмаков, Зеленцов, 1962]. Таким образом, чувствительность датчика в области низких периодов возрастает, а в области высоких периодов уменьшается. При конструировании малогабаритных высокочувствительных магнитоприемников увеличение параметра  $S_{\text{эКВ}}$  может быть достигнуто только через магнитную проницаемость стержня  $\mu^*$ . Последняя, как известно, зависит от магнитной проницаемости материала  $\mu_0$  и отношения  $l_{CT}/d$ , где  $d$  – диаметр стержня [Бозорт, 1956]. Отметим, что увеличение  $\mu^*$  в зависимости от отношения  $l_{CT}/d$  происходит до некоторого предела, определяющего максимально возможную длину стержня. С ростом  $l_{CT}/d$  увеличивается нестабильность магнитоприемников, [Левченко, Котюк, 1964]. Поэтому для магнитоприемников, предназначенных для измерения слабых полей в области инфранизких частот, это отношение рекомендуется выбирать не более 20. Для магнитоприемников, входящих в комплект ПМТС, указанное отношение составляет 100. Много-

численные калибровки датчиков, выполняемые в начале и конце записи каждой осциллограммы, указали на их достаточную стабильность.

Градуировка магнитоприемников осуществляется в слабых магнитных полях следующим образом. Через градуировочную обмотку от градуировочного блока пропускается электрический ток различной частоты. Возникающая при этом напряженность магнитного поля  $H(\text{в}y)$  в центре магнитоприемника может быть определена по формуле

$$H = 0,4\pi I \cdot 10^{-1} n / l, \quad (3.2)$$

где  $I$  — сила тока (мкА) в цепи градуировочной обмотки магнитоприемника,  $n$  — число витков градуировочной обмотки,  $l$  — длина обмотки (см). При различной частоте тока в градуировочной обмотке измеряется разность потенциалов  $\Delta V$  между концами индукционной обмотки и по полученным данным строится кривая зависимости  $\Delta V/H$  от  $f$ . Эта кривая, характеризующая чувствительность магнитоприемника, используется при обработке магнитотеллурических осциллограмм.

Следует отметить, что формула (3.2) справедлива для соленоидов большой длины. Размеры же градуировочных обмоток магнитоприемников ограничены. Кроме того, при принятом способе градуировки напряженность магнитного поля, вычисленная для центральной части, распространяется на всю длину магнитоприемников. Так как напряженность поля на краях соленоида значительно меньше, чем в центре, то чувствительность магнитоприемников оказывается заниженной. Истинная чувствительность находится при помощи поправок, определяемых при эталонировании магнитоприемников в соленоидах большой длины.

В заключение отметим конструктивные особенности индукционных магнитоприемников. Основные части их — индукционная обмотка и пермалловый стержень — вставлены в цилиндр из винипласта, герметически закрытый с обеих сторон специальными фланцами. Таким образом, датчики имеют вид каротажного снаряда, применяемого при исследовании скважин.

Индукционная обмотка из провода ПЭЛШО диаметром 0,09 мм состоит из шести секций, соединенных последовательно. Каждая секция содержит  $10^5$  витков. Последовательным соединением секций достигается незначительная междувитковая емкость. Центральная точка обмотки в связи с симметричным входом усилителей соединена с экраном, который при работе заземляется. Все секции индукционной обмотки размещены на общем цилиндрическом каркасе из винипласта длиной 130 см и диаметром 3,5 см. В этот цилиндрический каркас вставлен стержень, собранный из пластин пермаллоя. Пластины пермаллоя отжигаются в вакуумной печи в течение двух часов при температуре  $1000^\circ\text{C}$  с последующим постепенным

охлаждением совместно с печью. Градуировочная обмотка из 100 витков провода расположена непосредственно на стержне.

Малогобаритные датчики, разработанные применительно к ПМТС, обеспечивают достаточно высокую чувствительность регистрации слабых магнитных полей в диапазоне 0,05–40 Гц. Порог чувствительности по магнитному полю переменный по диапазону и составляет на частоте 8,0 Гц 0,5 мГс, а на частоте 0,08 Гц – 0,1 Гс.

Испытания ПМТС в различных геолого-геофизических условиях показали ее высокие эксплуатационные качества. Сравнительно небольшой вес отдельных узлов станции позволяет переносить их по профилю вручную. Для этой цели приспособлен и блок питания: батареи БАС–80, необходимые для анодного питания усилительного устройства, размещены в трех металлических ящиках специальной конструкции. Станция может быть размещена в палатке, закрытом помещении или в спецкузове автомашины, необходимо только следить за отсутствием взаимосвязи между блоками.

## Методика проведения работ

Перед регистрацией вариаций естественного электромагнитного поля производится наладка аппаратуры, устанавливаются датчики, определяется полярность приемных трактов и проверяются частотные характеристики усилителей и магнитоприемников. Качество исследований в большой степени зависит от того, насколько тщательно установлены датчики электромагнитного поля. Необходимо всегда следить за хорошим присоединением проводов к электродам, исключая вибрацию проводов вблизи контактов. Вибрация проводов от ветра может обуславливать изменение переходного сопротивления провод-электрод, что приведет к резким импульсным помехам на записи. Особое внимание обращается на установку высокочувствительных магнитоприемников. Экранированные провода, соединяющие их с усилительным устройством, также не должны иметь вибраций. Обычно они закапываются в землю. Несмотря на герметичность конструкции магнитоприемников, принимаются защитные меры по предохранению их от влаги. С этой целью магнитоприемники устанавливаются в специальных ямах, сверху покрытых пленкой и слоем земли.

Перед регистрацией и во время регистрации поля систематически проверяется отсутствие взаимной связи как между блоками усилительного устройства, так и между генератором и магнитоприемниками. С этой целью последовательно на вход каждого усилителя, предварительно поставленного на грубую чувствительность, подается от градуировочного блока сигнал частотой 10 Гц и достаточно большой амплитуды. Другие приемные тракты с максимальной возможной чувствительностью при отсутствии взаимной связи не реагируют на указанный сигнал.

Полярность измерительных трактов устанавливается с таким расчетом, чтобы положительное направление записи на осциллограммах шло вверх. Датчики электромагнитного поля обычно ориентируются по геомагнитным широте и долготе. Концы от южного и западного электродов присоединяются к плюсовым клеммам усилительных устройств. При определении полярности датчика  $E_z$  необходимо принимать во внимание систему координат, в которой выполняются исследования. При правой системе координат положительное направление оси  $Z$  принимается вниз, а поэтому потенциальный электрод должен располагаться на поверхности Земли. Практически же на дневной поверхности для всех датчиков устанавливается электрод, соединенный с нулевой клеммой измерительной аппаратуры. В этих условиях правильность полярности датчика вертикальной компоненты электрического поля обеспечивается изменением фазы гальванометра в осциллографе на  $180^\circ$ .

Полярность магнитных каналов определяется при помощи буссоли, устанавливаемой у магнитоприемников. У датчиков  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$  она располагается соответственно у южного, западного и верхнего концов. При резком движении северного конца стрелки в сторону магнитоприемников блики гальванометров на осциллограмме должны отклоняться вправо (вверх по ходу записи осциллограмм).

После определения полярности записи проверяются частотные характеристики усилительных устройств и магнитоприемников. Характеристики проверяются также после изменения параметров схемы и во всяком случае не реже одного раза в месяц.

Работа на станции осуществляется в следующей последовательности.

1. Проверяется напряжение батарей и аккумуляторов.
2. Присоединяются источники питания к усилительным устройствам, генератору и осциллографу.
3. К входным клеммам усилителей подключаются датчики электромагнитного поля. После 10 мин прогрева аппаратура готова к работе.
4. Переключатели усилителей устанавливаются на положение "Контроль", и на вход усилительных устройств подается градуировочный сигнал необходимой частоты и амплитуды, который записывается на осциллограмму. Двойная амплитуда сигнала не должна быть меньше 20–25 мм.
5. Записываются собственные шумы измерительных трактов при подключении ко входу усилителей сопротивлений, равных активному сопротивлению датчиков.
6. Переключатели усилителей устанавливаются на положение "Работа", и регистрируются возмущения электромагнитного поля.
7. После регистрации переключатели усилителей устанавливаются на положение "Контроль", и записываются градуировочные сигналы от генератора.

После фотообработки на каждой осциллограмме записывают дату и время записи, параметры датчиков, величины градуировочных сигналов и затухание, при котором осуществлена запись.

В зависимости от типа колебаний, которые необходимо регистрировать, выбирается полоса пропускания измерительной аппаратуры. Колебания типа  $Pc3$  регистрируются в полосе 0,05–1,0 Гц при скорости развертки 1,0–2,5 мм/с. Срез частотной характеристики со стороны высоких частот обеспечивает отчетливую запись вариаций поля. Помехи могут проявляться только по магнитным каналам от движущегося вблизи автотранспорта, что отмечается оператором в полевом журнале. Колебания типа  $Pc1$  регистрируются в полосе 0,08–1,0 Гц. Так как они появляются достаточно редко, наблюдения за ними осуществляются преимущественно визуально в ночные часы суток, и регистрируются только те интервалы, которые представляют интерес для магнитотеллурических целей. Резкие срезы характеристики со стороны низких и высоких частот приводят к четкой регистрации колебаний почти без изменения нуля-пункта записи. В полосе пропускания 0,1–20 Гц регистрируются атмосферерики и электромагнитные резонансы при скорости развертки до 100 мм/с. Эти возмущения записываются в короткие интервалы времени преимущественно в ночные часы суток, когда уровень промышленных помех минимальный. Возможность регистрации вариаций в различных полосах пропускания, как показали результаты полевых экспериментов, значительно облегчает определение вручную амплитудных и фазовых характеристик поля.

На каждом пункте наблюдения горизонтальные компоненты электрического поля рекомендуется регистрировать при различных длинах измерительных линий. Эти эксперименты ставятся с целью определения степени горизонтальной однородности среды. На однородных средах между измеряемой разностью потенциалов  $\Delta V$  и длиной измерительной линии  $l$  должна наблюдаться прямая пропорциональная зависимость. В этом случае напряженность поля, выраженная в милливольтгах на километр, не зависит от используемого разноса приемной линии. Однако опыт работы показывает, что такая зависимость имеет место при малых измерительных диполях, а при больших диполях она часто нарушается. Геоэлектрический разрез площади с.Желдаки, как видно из рис. 38, в горизонтальном направлении однородный, о чем свидетельствует прямая пропорциональная зависимость между  $\Delta V$  и  $l$ . В районе п.Роговка пропорциональность между указанными величинами наблюдается только до разносов электродов на 100 м. При больших разносах измеряемая разность потенциалов изменяется медленнее, чем длина диполя. Такой характер графика свидетельствует о горизонтальной неоднородности среды и уменьшении сопротивления отложений в направлении перемещения приемных электродов. Аналогичный характер графиков зафиксирован во многих районах. Очевидно, что произвольный выбор длины диполя может приводить к большим погрешностям в определении напряженности электрического поля, выраженной в милливольтгах на километр. Поэтому исследования зависимости  $\Delta V$  от  $l$  представляются важными и должны осуществляться на каждом пункте наблюдения по всем направлениям, по которым ориентированы приемные линии.

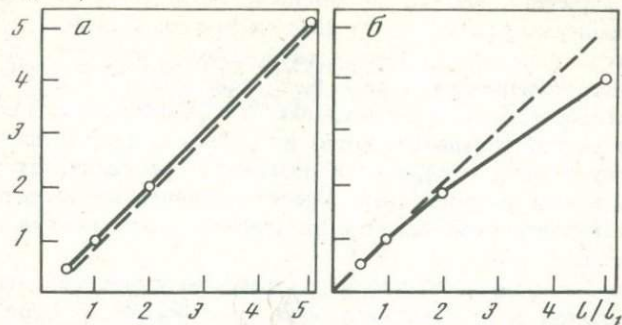
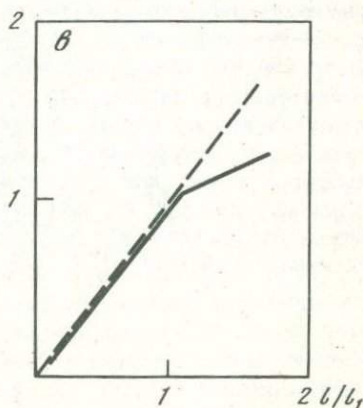
$\Delta V/\Delta V_1$ 

Рис. 38. Графики зависимости измеряемой разности потенциалов от длины приемной линии

$a - l_1 = 100$  м;  
п. Жёлдаки, Сумская обл.;  
 $b - l_1 = 100$  м;  
п. Роговка, Черниговская обл.;  
 $\delta - l_1 = 300$  м;  
п. Луговое, Калининградская обл.



В последние годы в некоторых странах при геофизической разведке используется вертикальная компонента  $E_z$ . В Советском Союзе указанная компонента изучается главным образом с целью выяснения ее физической природы. Представляется целесообразным рассмотреть методику измерения компоненты  $E_z$ , интерес к которой в последние годы сильно возрос. Прежде всего скважина, в которой располагается измерительный диполь, должна быть строго вертикальной. Отклонение электрода от оси скважины на 10 см при работах на высокоомных разрезах, как показала практика работ, приводит к большим погрешностям. Верхний электрод изготавливается из листового свинца в форме цилиндра и вставляется в устье скважины. Нижний электрод также цилиндрической формы. Диаметры цилиндров должны быть такими, чтобы обеспечивался плотный контакт со стенками скважины. Высокое переходное сопротивление заземлений, достигающее  $10^4$  Ом, предъявляет большие требования к изоляции применяемого кабеля. Обычно при работах в скважине используется многожильный морской кабель.

Для выявления природы компоненты  $E_z$  и степени однородности среды совместно с магнитотеллурическим методом целесообразно применять метод постоянного тока. Все компоненты электрического поля регистрируются синхронно, причем сохраняется постоянство

горизонтальных и вертикального приемных диполей, а также измерительных трактов. Разнос заземлений, через которые посылаются в землю импульсы постоянного тока прямоугольной формы, выбирается с таким расчетом, чтобы в районах расположения горизонтальных диполей электрическое поле было однородным. При каждой длине вертикального диполя регистрацию  $\Delta U$  рекомендуется осуществлять при разной полярности питающего диполя, что улучшает качество получаемого материала и позволяет проследить отсутствие утечек во время эксперимента. Непосредственно после записи разности потенциалов производится калибровка чувствительности приемных каналов.

Необходимо отметить, что на результаты измерений вертикальной компоненты электрического поля в скважинах большое влияние оказывает неоднородность геоэлектрического разреза. В условиях резких неоднородностей ориентировка главных диаметров круговых диаграмм электрического параметра зависит от длины вертикального измерительного диполя, что осложняет анализ экспериментального материала с целью оценки структуры первичного поля. Очевидно, что исследование вертикальной компоненты  $E_z$  должно осуществляться как в скважинах, так и в воздухе вблизи земной поверхности на площадях со спокойным геоэлектрическим разрезом. Аппаратура для наземных наблюдений компоненты  $E_z$  разрабатывается в ИФЗ АН СССР.

## Опытно-методические исследования на территории западных регионов СССР

Опытные методические исследования в диапазоне периодов 0,03–100 с были выполнены в 1963–1969 гг. в ряде районов с достаточно изученным геоэлектрическим разрезом, содержащим прослой высокоомных пород, являющихся экраном для электроразведки на постоянном токе. Эти исследования ставились с целью изучения влияния неоднородностей высокоомного фундамента на результаты магнитотеллурических зондирований, а также для выяснения возможностей определения параметров пород, лежащих под высокоомным экраном. Таким образом, решались задачи применительно к глубинным исследованиям, так как высокоомный экран разреза может быть отождествлен с породами земной коры, а подстилающие его проводящие осадочные отложения – с субстратом мантии.

Исследования неоднородностей непроводящего основания применительно к задачам магнитотеллурических работ в большом объеме выполняются на модельной установке Ленинградского государственного университета [Брюнелли и др., 1969]. Она предназначена для физического моделирования двуслойных разрезов, верхним проводящим слоем которых служит насыщенный раствор поваренной соли, заполняющий бак размером 4,2 × 4,2 м. Нижним слоем бесконечно большого сопротивления служит воздух. Недостатком указанной установки является ограниченная площадь однородного поля (1,5 × 2,0 м), создаваемого подвешенной над баком антенной, что позволяет осуществлять моделирование неоднородностей непроводящего основания сравнительно небольших горизонтальных размеров. Кроме того, при моделировании в баке трудно создать близкие к реальным условия. Поэтому натурно-модельные исследования, по нашему мнению, следует считать наиболее целесообразными.

Магнитотеллурические исследования выполнены в пределах Припятской и Польско-Литовской впадин, а также на Белорусском массиве. На всех регионах регистрация вариаций естественного электромагнитного поля проводилась датчиками, ориентированными по геомагнитной широте и геомагнитной долготе, что часто примерно совпадало с направлением основных осей геоэлектрических структур районов исследования.

Первичная обработка наблюдений производилась преимущественно способом кажущихся импедансов, а вторичная – способом наименьших квадратов по специальной программе на электронно-вычислительной машине.

## Припятская впадина

Геоэлектрический разрез Припятской впадины по данным каротажа состоит из пяти толщ, различных по электрическому сопротивлению [Стадник и др., 1969]. Первая толща, с сопротивлением 30–100 Ом·м и мощностью 300–400 м, включает пески, мергели и известняки третичного и частично мезозойского возраста. Вторая толща состоит из прослоев глин, доломита и мергелей, относящихся к нижнему триасу – верхнему девону. Удельное сопротивление пород этой толщи 1,0–2,0 Ом·м, а мощность колеблется в пределах 300–2500 м. Третья толща представлена соленосными осадками девона, обладающими очень высоким сопротивлением, достигающим значения 2000 Ом·м, и большой мощностью – 900–3400 м. На общем фоне погружения этой толщи в восточном и юго-восточном направлениях имеют место неровности ее поверхности в виде антиклинальных поднятий и депрессий с амплитудой в несколько сот метров. Четвертая толща соответствует подсолевым осадочным отложениям, которые имеют мощность около 600 м и сопротивление от 0,5 до 3,3 Ом·м. Они состоят из песчаников, доломитов и глин, относящихся к среднему девону – нижнему кембрию. Пятая толща геоэлектрического разреза включает породы кристаллического фундамента, обладающие практически бесконечно большим сопротивлением. В формировании поверхности фундамента большая роль принадлежит дизъюнктивным дислокациям в форме разломов субширотного простирания. Изменение глубины фундамента в районе разломов может превышать 1000 м. Таким образом, особенностями геоэлектрического разреза Припятской впадины являются наличие соленосных осадков высокого сопротивления и осложненность поверхности этих осадков, так же как и кристаллического фундамента, неровностями различной формы. Изучение влияния указанных особенностей разреза на результаты МТЗ имело большое значение для увеличения эффективности использования магнитотеллурического метода на территории Припятской впадины.

Неровности рельефа высокоомного основания, как известно, могут оказывать влияние на распределение естественного электромагнитного поля на земной поверхности, а следовательно, и на результаты магнитотеллурических исследований. Установлено, что характер кривых МТЗ зависит от ориентации больших осей эллипсов поляризации составляющих электромагнитного поля по отношению к элементам залегания геологических структур. Различают два вида поляризации: поперечную и продольную. В первом случае по простиранию структур поляризовано магнитное поле ( $H$ -поляризация), а во втором – электрическое ( $E$ -поляризация). При наклонном залегании горизонта бесконечно большого сопротивления удовлетворительные данные о параметрах верхней части разреза, как показали экспериментальные исследования, содержат кривые МТЗ, отвечающие поперечной поляризации [Анищенко, 1965а,б].

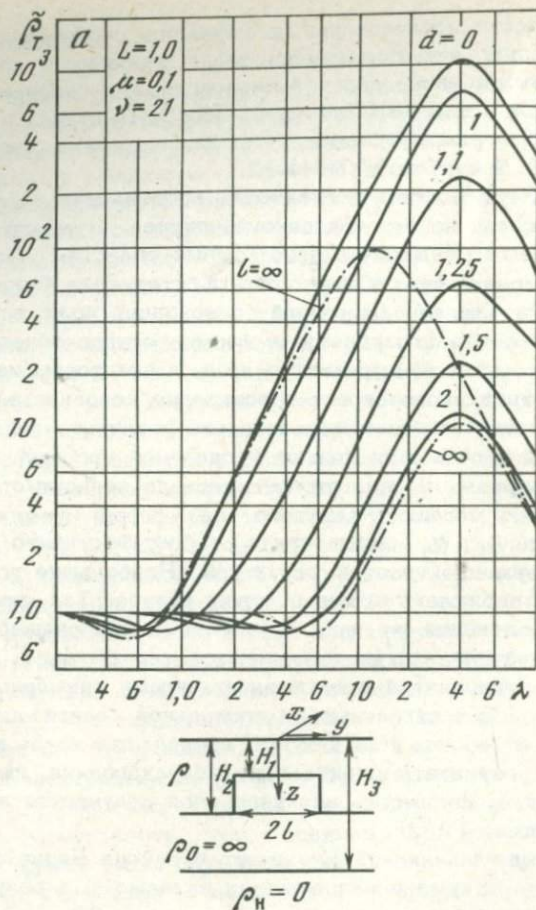
Теоретические исследования по изучению распределения электромагнитного поля, как указывалось выше, выполнены для простейших двумерных неоднородностей непроводящего основания в форме уступа, горста, грабена [Дмитриев, 1965; Дмитриев и др., 1971, 1973]. Рассмотрим результаты этих исследований применительно к структурам Припятской впадины.

Уступы. Неровности в поверхности кристаллического фундамента в форме вертикального и наклонного уступов на территории Припятской впадины встречаются в прибортовых областях, а также в районах крупных разломов субширотного простирания. Теоретические кривые МТЗ, отвечающие поперечной поляризации поля, в районе неровностей погребенного рельефа в форме уступов обладают практически одинаковой конфигурацией, и лишь в некотором интервале профиля, ориентированного вкрест простирания неровностей, их асимптотические ветви смещены относительно истинного положения, что приводит к ошибочным значениям продольной проводимости верхнего слоя разреза. Ширина этого интервала зависит от относительного изменения мощности верхнего слоя, определяемого отношением  $H_1/H_2$ , где  $H_1$  и  $H_2$  — мощности слоя соответственно над приподнятой и погруженной частью структуры. Наибольшие погрешности в данных МТЗ наблюдаются над центром уступа. Так, при склоне уступа в  $45^\circ$  значения  $\rho_T$  при  $T = \text{const}$  в восходящей ветви кривых над опущенной частью оказываются завышенными примерно на 42%, а над приподнятой частью заниженными примерно на 16%.

Кривые МТЗ, построенные по продольной поляризации поля, имеют сложный характер. Над уступом восходящая ветвь кривых, как показывают результаты физического моделирования, имеет изломы, а продольная проводимость верхнего слоя получается завышенной [Добровольская, 1971].

Горст. Кристаллический фундамент в районе Червонослободской площади между двумя параллельными разломами в результате тектонических подвижек приподнят примерно на 400 м. Этот выступ в поверхности фундамента можно рассматривать как горст. Теоретические кривые в районе горста при различной поляризации поля приведены на рис. 39. При поперечной поляризации поля горст, как и уступ, оказывает влияние лишь на положение восходящей ветви кривых МТЗ. Размеры площади, на которой продольная проводимость верхнего слоя определяется с погрешностью, зависят главным образом от относительной мощности горста, определяемой выражением  $H_1/H_2$ . Истинное значение указанного параметра над центром структуры, как показывает анализ теоретических кривых, может быть определено при условии, если  $l \geq H_2$ , где  $l$  — полуширина горста, а  $H_2$  — глубина залегания опущенной части.

При продольной поляризации электромагнитного поля кривые МТЗ под влиянием горста сильно изменяют форму: появляются изломы в восходящей ветви, а в некоторых случаях и ложные минимумы. Интерпретация этих кривых может привести к неправильным выво-



дам о строении геоэлектрического разреза. Указанные искажения в кривых объясняются так называемым эффектом обтекания электрического тока в некотором интервале периодов вариаций естественного поля.

Грабен. Борта Припятской впадины достаточно крутые, а поэтому с некоторым приближением ее можно рассматривать как грабен. Рельеф кристаллического фундамента в пределах впадины содержит большое число углублений различных горизонтальных размеров и разнообразного поперечного сечения. Теоретические расчеты распределения электромагнитного поля до настоящего времени выполнены только для впадины типа грабена. Теоретические кривые зондирования в районе этой структуры при различной поляризации поля даны на рис. 40, а. Их анализ показывает, что при поперечной поляризации поля истинное значение продольной проводимости верхнего слоя над центром грабена может быть определено лишь при достаточно большой его ширине. Погрешности в определении указанного

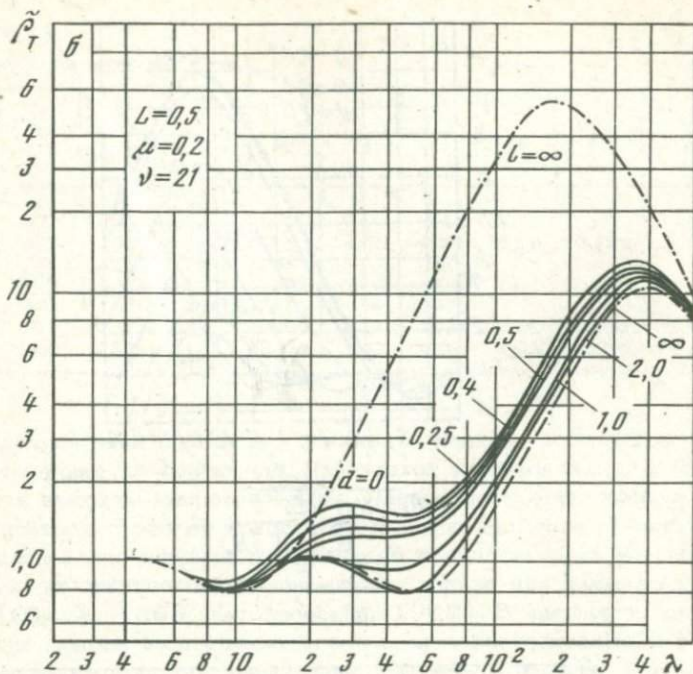


Рис. 39.  $H$ - (а) и  $E$ -поляризованное (б) магнитотеллурическое поле над горстом (по В.И. Дмитриеву).

$L = l/H_2$  - относительная полуширина горста;  $\mu = H_1/H_2$  - относительная мощность горста;  $d = Y/H_1$  - относительное удаление от центра горста;  $\nu = H_3/H_2$  - относительная глубина до идеально проводящего основания

параметра растут при приближении пункта наблюдения к борту депрессии. При расстоянии, превышающем удвоенную ширину грабена, искажения в кривых МТЗ незначительны, и они содержат удовлетворительную информацию о геоэлектрическом разрезе.

При продольной поляризации поля, как видно из рис. 40, б, наблюдаются осложнения в форме кривых МТЗ: в восходящей ветви появляются изломы, отмечаются резкие минимумы перед восходящими ветвями, угол наклона которых превышает предельный. Продольная проводимость верхнего слоя всегда определяется с большей погрешностью.

Таким образом, из приведенных теоретических исследований следует, что наиболее неблагоприятной для магнитотеллурического метода в разведочном диапазоне периодов является неоднородность высокоомного основания типа впадин. Геологическая интерпретация МТЗ может вызывать затруднения при продольной поляризации поля, когда влияние рассмотренных неоднородностей на поведение кривых МТЗ проявляется наиболее сильно.

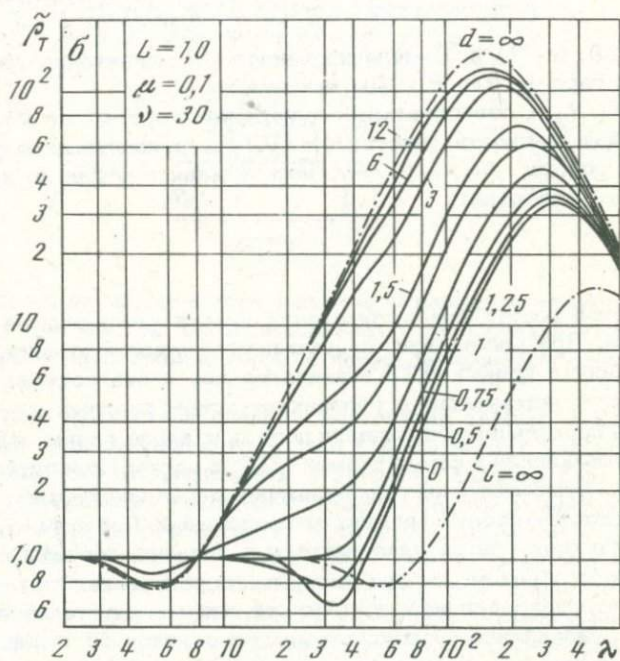
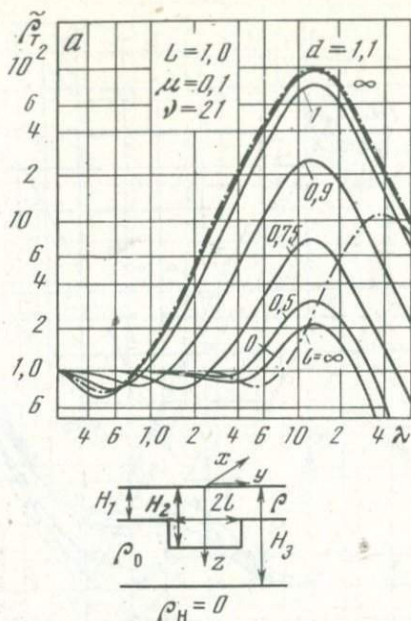


Рис. 40. H- (а) и E-поляризованное (б) магнитотеллурическое поле над гребнем (по В.И.Дмитриеву)

Обозначения см. на рис. 39

Таблица 8

Параметры теоретических кривых

№ кривых на рис. 41-45	$h_1$ , м	$\rho_1$ , Ом·м	$\nu_2$	$\mu_2$	$\nu_3$	$\mu_3$	$\nu_4$	$\mu_4$	$\nu_5$	$\mu_5$
1	377	16,5	1,6	0,11	$\infty$	3,12				
2	377	16,5	1,6	0,11	4,75	6,25	2,10	0,125	$\infty$	18,7
3	230	52,0	1,0	0,034	$\infty$	$\infty$				
4	290	65,0	1,17	0,029	3,10	15,4	2,0	0,031	$\infty$	$\infty$
5	322	14,0	4,0	0,063	$\infty$	$\infty$				
6	322	14,0	4,0	0,063	2,12	71,0	1,25	0,036	$\infty$	$\infty$
7	400	25,0	4,0	0,063	1,82	4,0	1,09	0,045	$\infty$	$\infty$

На результаты МТЗ могут оказывать влияние соленосные осадки, обладающие на территории Припятской впадины большой мощностью и высоким сопротивлением. Поверхность этих осадков примерно повторяет рельеф кристаллического фундамента. Теоретические исследования влияния высокоомных пропластков на распределение электромагнитного поля выполнены только для двумерных моделей [Обухов, 1965; Бердичевский, 1968]. В частности, рассмотрены модели выклинивающегося слоя с горизонтальным и наклонным высокоомным пропластком. Расчеты показали, что высокоомный пропласток при магнитотеллурическом методе прозрачен при продольной поляризации поля. При поперечной поляризации поля результаты исследований находятся в зависимости от величины поперечного сопротивления пропластка и угла наклона его поверхности. При крутых углах падения пропластка и значениях параметра  $\mu > 10^4$ , (где  $\mu$  - отношение поперечных сопротивлений пропластка и вышележащей толщи) влияние подстилающих пород может быть не замечено и магнитотеллурический метод даст лишь информацию о параметрах толщи, залегающей над высокоомным пропластком.

Неровности поверхности соленосных осадков и кристаллического фундамента на территории Припятской впадины имеют сложный характер и отличны от двумерных моделей, для которых выполнены теоретические исследования. Естественно, что в этих условиях при наличии нарушения разреза разломами должны наблюдаться специфические особенности в распределении электромагнитного поля.

Опытные методические исследования выполнены вблизи роторных скважин, вскрывших полную мощность осадочных пород на площадях различных геологических структур: Казанской, Глусской, Червонослободской, Речицкой антиклиналей и Мозырской депрессии. По записям естественного поля почти для всех пунктов наблюдения достаточно надежно определены максимальные и минимальные значения импеданса, использованные для построения кривых зондирования. Геологическая интерпретация экспериментальных графиков осуществлена при помощи теоретических кривых, рассчитанных по при-

Таблица 9

Результаты интерпретации кривых МТЗ, построенных по максимальным значениям импе-

№ п/п	Пункты наблюдения	$\rho_1$ , Ом·м	$h_{1ист}$ , м	$h_1$ , м	Расхождение, %	$S_1$ , См	$\rho_2$ , Ом·м	$h_{2ист}$ , м
1	Казанская Р-1	16,5	377	435	+15,5	26,4	1,72	617
2	Глусская Р-1	52,0	230	350	+52,5	6,7	1,80	330
3	Червонослободская Р-1	70,0	290	360	+24,2	5,1	-	-
4	Вишанская Р-1	-	-	-	-	-	-	-
5	Домановическая Р-1	-	-	-	-	-	-	-
6	Мозырская Р-1	14,0	322	470	+45,8	33,6	0,90	2178
7	Речица Р-5	25,0	400	550	+37,5	22,0	1,70	2422
8	Речица Р-19	-	-	-	-	-	-	-

веденным в табл. 8 параметрам геоэлектрических разрезов роторных скважин. Данные послойной интерпретации экспериментальных графиков приведены в табл. 9.

Рассмотрим результаты магнитотеллурических исследований на Казанской, Глусской и Червонослободской площадях, где соленосные осадки залегают на глубине не более 1000 м, а угол падения их не превышает  $7^\circ$ . Вычисленные по экспериментальным материалам максимальные и минимальные значения импеданса соответственно отвечают поперечной и продольной поляризациям поля.

Кривые зондирования, характеризующие геоэлектрический разрез Казанской скважины, приведены на рис. 41. В районе этой скважины соленосная толща мощностью 1835 м, содержащая низкоомный промежуточный слой (около 200 м), залегают на глубине 996 м. Параметр  $\mu$  по каротажным данным составляет  $\sim 2 \cdot 10^3$  [Владимиров, 1972]. Нисходящие ветви кривых, построенных для различной поляризации поля, практически совпадают, что свидетельствует о горизонтальной однородности надсолевой толщи на Казанской площади. Расхождения между кривыми отмечаются с периода более 1 с, что, по-видимому, вызвано влиянием соленосных отложений. Очевидно, что последние при указанном параметре  $\mu$  являются экраном при поперечной поляризации поля. Кривая 3, отвечающая этой поляризации, содержит информацию о параметрах толщ надсолевой толщи. Интерпретируя ее при помощи теоретической кривой 1, получаем, как видно из табл. 9, мощность надсолевой толщи в 1120 м, что удовлетворительно совпадает с данными бурения.

Кривая 4, построенная по продольной поляризации поля, удовлетворительно совпадает с теоретической кривой 2, рассчитанной по параметрам Казанской и Северо-Домановической скважин. Ин-

данса; Припятская впадина, 1964-1968 гг.

$h_2$ , м	Расхождение, %	$S_2$ , См	$h_{2ист}$ , м	$h_1+h_2$ , м	Расхождение, %	$S_{ВЭЗ}$ , См	$S_{МТЗ}$ , См	Расхождение, %
685	+11,0	398	994	1120	+12,0	400	424	1,06
350	+6,1	194	560	700	+25,0	160	200	1,25
-	-	-	630	-	-	180	365	-
-	-	-	680	-	-	300	410	1,37
-	-	-	1800	-	-	830	1250	-
1880	-13,7	2089	2500	2350	-6,0	1300	2122	1,63
2200	-10,0	1294	2800	2750	-1,8	1300	1316	1,0
-	-	-	-	-	-	400	195	0,50

терпретация экспериментального графика приводит к следующим параметрам:  $h_1 = 435$  м,  $\rho_1 = 15,5$  Ом·м,  $S_1 = 28,0$  См;  $h_2 = 696$  м,  $\rho_2 = 1,72$  Ом·м;  $S_2 = 400$  См;  $h_3 = 2060$  м,  $\rho_3 = 93$  Ом·м,  $S_3 = 21,4$  См;  $h_4 = 910$  м,  $\rho_4 = 1,94$  Ом·м,  $S_4 = 470$  См;  $h_5 = \infty$ ,  $\rho_5 = \infty$ ,  $H = 4090$  м. По данным КМПВ глубина залегания кристаллического фундамента составляет 3600 м. Таким образом, глубины залегания соленосных осадков и кристаллического фундамента по данным интерпретации МТЗ оказываются завышенными соответственно на 12,0 и 11,0 %. По-видимому, неровности погребенного рельефа в районе Казанской структуры не оказали существенного влияния на распределение электромагнитного поля, в связи с чем результаты магнитотеллурических исследований находятся в удовлетворительном соответствии с данными бурения и метода преломленных волн.

Менее уверенные результаты получены около Глусской скважины (Баяново, Гомельская обл.). Кривая зондирования, приведенная на рис. 42, построена по поперечной поляризации поля. Используемый диапазон периодов вариаций естественного поля на этом пункте был недостаточным для оценки параметров верхнего слоя, что привело к сильному завышению мощности слоев, слагающих надсолевою толщу. Продольная проводимость надсолевых отложений, как видно из табл. 9, по сравнению с данными ВЭЗ на постоянном токе завышена на 30%. Отметим, что большое расхождение между данными МТЗ и ВЭЗ в значениях указанного параметра зафиксировано также в районе Вишанской скважины, где магнитотеллурические исследования были выполнены в диапазоне периодов 20-100 с.

На площади Червонослободской структуры МТЗ выполнены вблизи пунктов Проходы и Сосновка (Гомельская обл.). Соленосные

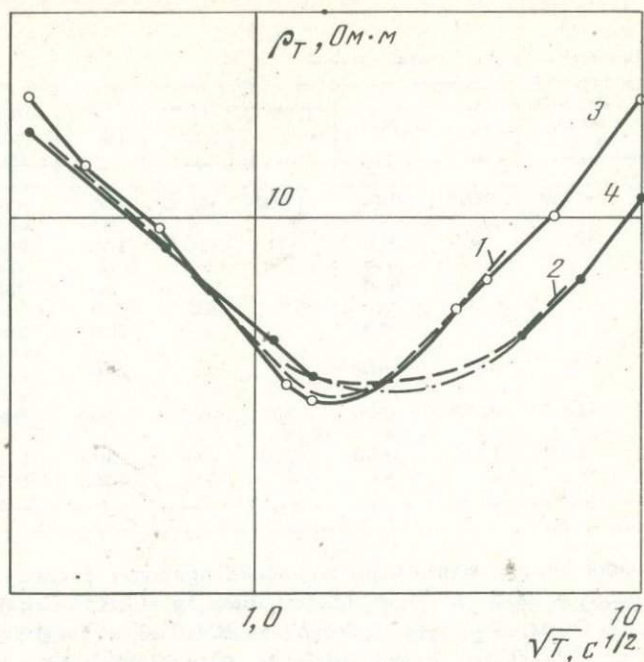


Рис. 41. МТЗ Казанской структуры

1, 2 - теоретические кривые (см. табл. 8), 3, 4 - экспериментальные кривые

осадки в районе этой структуры образуют пологую антиклинальную складку, так что покрывающие их породы в пунктах наблюдения лежат почти горизонтально. Соленосная толща (мощностью 900 м) однородна по составу и не содержит промежуточных слоев, резко отличающихся от вмещающих пород по электрическому сопротивлению. Кристаллический фундамент по взбросам субширотного простирания образует выступ типа горста, вытянутый параллельно разломам. Несмотря на четко выраженные горизонтальные неоднородности в поверхности кристаллического фундамента, круговые диаграммы главного импеданса для периодов, относящихся к области восходящей ветви кривых зондирования, имеют форму, близкую к окружности. Поэтому конфигурации кривых МТЗ для различной поляризации поля оказались практически идентичными. Значения продольной проводимости осадочных отложений в районе п. Проходы, определенные по приведенным на рис. 43 экспериментальным графикам, составляют 350 и 400 См и, таким образом, значительно превышают значение продольной проводимости надсолевой толщи. Последняя по данным каротажа и ВЭЗ равна 180 См. Следовательно, соленосная толща на Червонослободской площади оказалась прозрачной для любой поляризации поля. Полученные результаты, по-ви-

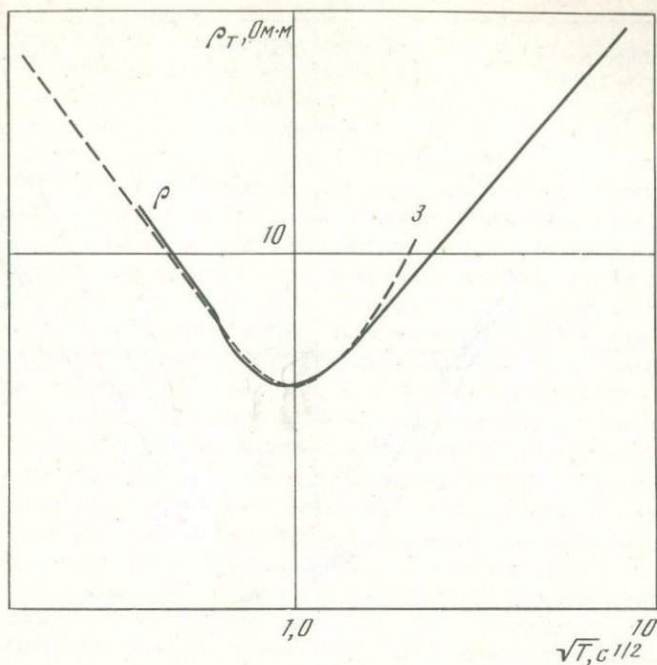


Рис. 42. Теоретическая (3, см. табл. 8) и экспериментальная кривые зондирования; п. Баяново, Гомельская обл.

димому, связаны с низким значением параметра  $\mu$ , который согласно данным каротажа примерно равен 200.

Необходимо отметить, что значения удельного сопротивления подсолевых отложений, как показывает анализ каротажных материалов Припятской впадины, для Червонослободской скважины занижены в 6-7 раз и, по-видимому, являются ошибочными. Поэтому при расчете теоретической кривой применительно к геоэлектрическому разрезу Червонослободской структуры этот параметр принят равным 2,0 Ом·м, т.е. таким же, как и для Крзанской и Глусской скважин. Экспериментальные графики для п. Проходы тем не менее по форме не согласуются с теоретической кривой 4. Горизонтальная неоднородность кристаллического фундамента должна бы привести к завышенным значениям продольной проводимости осадочного чехла. В действительности они оказались заниженными до 20%. По-видимому, на распределение поля на поверхности Червонослободской структуры решающее влияние оказала сложная тектоника соленосной толщи, а залегающая под ней горизонтальная неоднородность кристаллического фундамента не имела существенного значения.

При выполнении МТЗ в п. Сосновка, расположенном на расстоянии нескольких километров от Червонослободской скважины, не бы-

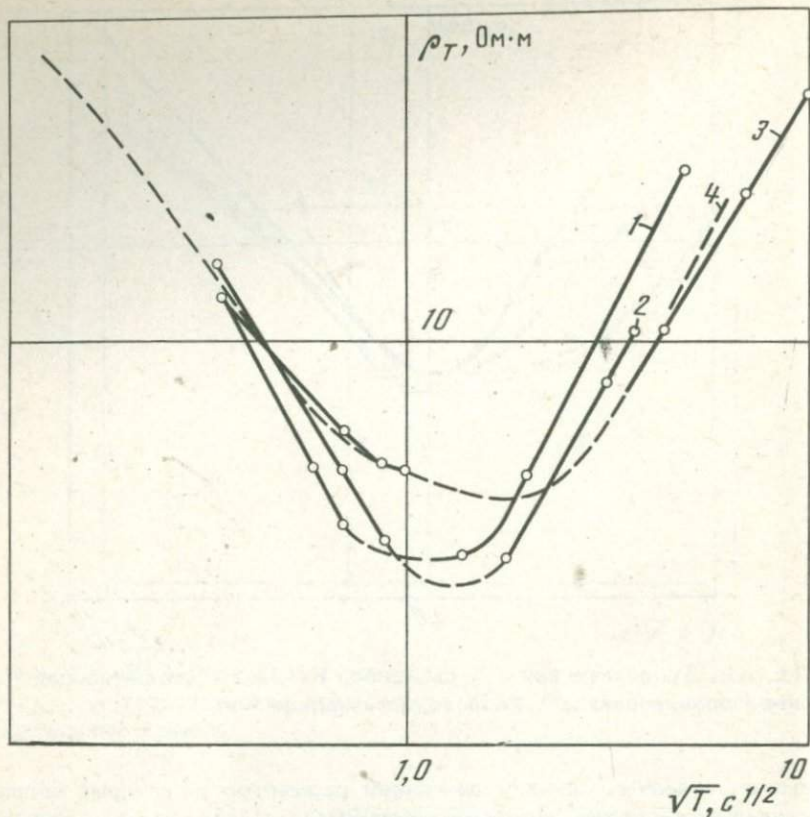


Рис. 43. Кривые МТЗ для различной поляризации поля (1-3) и теоретическая кривая (4)

Гомельская обл., п. Проходы: 1 - продольная поляризация, 2 - поперечная поляризация; 3 - п. Сосновка, продольная поляризация; 4 - теоретическая кривая

ли зарегистрированы вариации поля в диапазоне 1-10 с, необходимые для построения минимума кривой зондирования. Левая и правая ветви этого экспериментального графика не повторяют ход кривых для п. Проходы и удовлетворительно совпадают с теоретической кривой (см. рис. 43). Можно полагать, что геологическое строение района п. Сосновка имеет более спокойный характер и продольная проводимость осадочного чехла в этом районе в полном соответствии с теоретическим разрезом оценивается в 460 См.

Таким образом, из приведенных материалов следует, что соленосные осадки при небольших углах падения оказывают различное влияние на распределение естественного электромагнитного поля на земной поверхности. Так, на Казанской площади они прозрачны только при продольной, а на Червонослободской - при любой поля-

ризации поля. Это, несомненно, связано с различием в формах погребенного рельефа, со степенью однородности соленосных толщ, а также с величиной их поперечного сопротивления, которое на исследованных структурах неодинаково.

Рассмотрим результаты магнитотеллурических исследований на площади Мозырской и Речицкой структур, характеризующихся крутым падением пластов соленосных осадков. Магнитное поле на территории таких структур, как показывает анализ синхронно записанных возмущений, с некоторым приближением можно считать однородным. Вектор электрического поля как по величине, так и по направлению претерпевает значительные изменения. Над сводовой частью он ориентируется в направлении наибольшего градиента проводимости верхней толщи разреза, а в периферийной части — по простиранию структур [Липская, 1972]. Следовательно, в последних областях максимальные и минимальные значения импеданса отвечают соответственно продольной и поперечной поляризациям поля.

На территории Мозырской депрессии субширотного простирания магнитотеллурические исследования выполнены над склоном структуры, где соленосные осадки залегают на глубине 2513 м с углом падения около  $15^\circ$ . В таких геологических условиях информацию о параметрах надсолевой толщи содержат результаты интерпретации экспериментальных кривых МТЗ, полученных при продольной поляризации поля. Мощность указанной толщи, как видно из табл. 9, оценивается с погрешностью около 6%.

Экспериментальные кривые МТЗ приведены на рис. 44, из которого видно, что значения  $\rho_T$  в области минимума кривой, построенной по поперечной поляризации поля, не превышают  $0,7 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ . Такие низкие величины сопротивлений не характерны для надсолевых отложений. Глубский минимум кривой не может быть обусловлен и проводящими подсолевыми отложениями, о чем свидетельствует несовпадение данной кривой с теоретической, рассчитанной для разреза с минимально возможным сопротивлением осадочных подсоленосных пород ( $0,5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ). По-видимому, в поведении экспериментального графика отразилось влияние сложной формы поверхности соленосной толщи.

В районе Речицкой структуры магнитотеллурические исследования выполнены вблизи трех роторных скважин. В наиболее полном диапазоне периодов МТЗ получено только около скважины Р-5, пробуренной на южном склоне одной из антиклинальных структур, где соленосные осадки залегают на глубине 2800 м с углом падения  $27^\circ$ . Продольная проводимость надсолевых отложений в районе этой скважины по данным ВЭЗ равна  $1300 - 1400 \text{ См}$ . Кривые МТЗ, приведенные на рис. 45, при различной поляризации поля имеют одинаковую форму и удовлетворительно совмещаются с теоретической кривой 5. Наиболее достоверную информацию о надсолевой толще содержит кривая, построенная по продольной поляризации поля. Погрешность в определении мощности указанной толщи, как следует из табл. 9, не превышает 2%. Продольная проводимость, опреде-

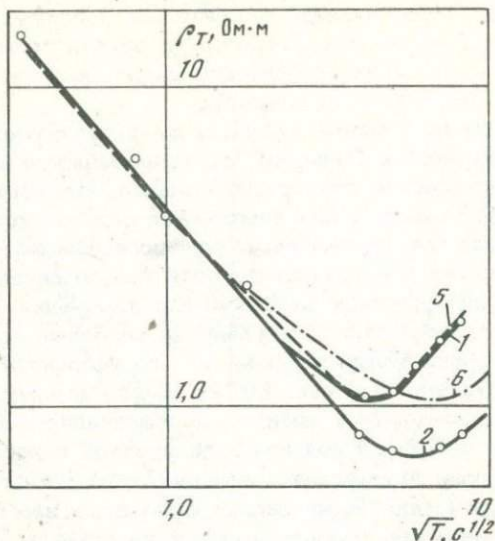


Рис. 44. МТЗ Мозырской структуры

1 — продольная поляризация, 2 — поперечная поляризация, 5, 6 — теоретические кривые (см. табл. 8)

ленная по кривой 2, завышена более чем на 400 См относительно проводимости надсолевой толщи. Однако нельзя полагать, что эта кривая отражает полный геоэлектрический разрез осадочной толщи, включая и подсолевые отложения. Сопоставление экспериментального графика с теоретической кривой 7, рассчитанной по параметрам разреза Речицкой структуры, показывает, что они совпадают лишь в областях начальной и конечной ветвей, но значительно расходятся в зоне минимума. Выявленное несоответствие указывает на искажение экспериментального графика под влиянием горизонтальной неоднородности разреза.

Вблизи скважины Р-19, пробуренной в сводовой части антиклинальной структуры, выполнено МТЗ в диапазоне периодов 0,125–10 с. Этот диапазон периодов обеспечил построение восходящей ветви кривой только для поперечной поляризации поля. Интерпретация экспериментальной кривой приводит к сильно заниженным значениям продольной проводимости надсолевой толщи. На поведении экспериментальных графиков, приведенных на рис. 45, по-видимому, отразилось аномальное распределение электрического поля на земной поверхности в пределах Речицкой структуры. Напряженности горизонтальных компонент  $E_x$  и  $E_y$  при периодах 25–50 с в сводовой части структуры по сравнению с погруженной частью, как показал анализ синхронных записей, завышены, причем наибольшее завышение, на 400%, отмечено в меридиональной компоненте  $E_x$  [Линская, 1972].

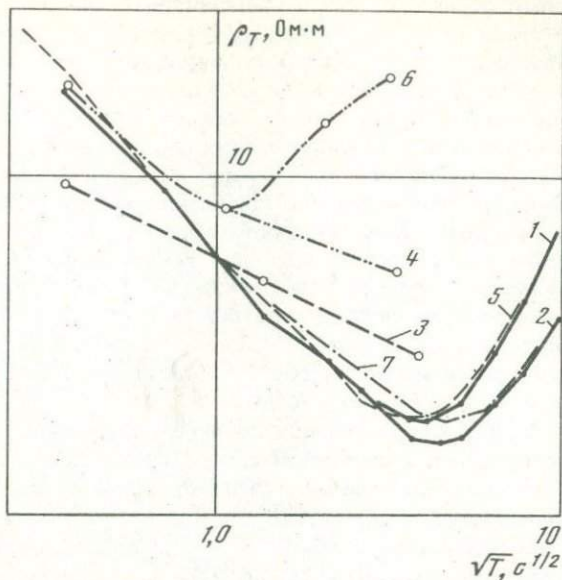


Рис. 45. МТЗ Речицкой структуры

Скв. Р-5: 1 - продольная поляризация, 2 - поперечная поляризация; скв. Р-3: 3 - продольная поляризация; скв. Р-19: 4 - продольная поляризация, 6 - поперечная поляризация; 5 и 7 - теоретические кривые

По материалам наблюдений поля около скважины Р-3, расположенной на северном склоне антиклинальной структуры, построена кривая зондирования в диапазоне периодов 0,125-16 с для продольной поляризации. Эта кривая представлена нисходящей ветвью (см. рис. 45), на характере которой, возможно, также отразилось влияние аномального распределения напряженности электрического поля на земной поверхности.

Таким образом, результаты исследований на территории Мозырской и Речицкой структур свидетельствуют о том, что пласты пород высокого сопротивления с углом падения более  $10^\circ$  при достаточно больших значениях проводимости покрывающего их осадочного чехла (более 1300 См) являются экранами для магнитотеллурического метода в диапазоне периодов 0,03-100 с. Достоверную информацию о разрезе содержат только кривые зондирования, построенные по максимальным значениям импеданса. Однако над центральной частью антиклинальных структур с крутыми склонами максимальные значения импеданса могут приводить к сильно заниженным величинам продольной проводимости вышележащей толщи. Так, например, отношение продольной проводимости, определенной по данным МТЗ и ВЭЗ в районе скважины Р-19 Речицкой структуры, составляет 0,5.

Необходимо отметить, что использованный диапазон периодов вариаций естественного поля был недостаточным для получения отчетливой начальной ветви кривых зондирования. В связи с этим приведенные в табл. 9 параметры верхнего слоя  $h_1$  и  $\rho_1$  являются фиктивными. Мощность этого слоя  $h_1$  сопоставлена с толщиной, покрывающей низкоомные надсолевые отложения. Мощность  $h_2$  второго слоя разреза, отвечающего проводящим осадкам нижнего триас-верхнего девона, определяется с погрешностью до 15%. Большие погрешности в определении мощности первого слоя при малых значениях параметра  $\nu_2 = h_2/h_1$  приводят к низкой точности определения общей мощности надсолевых отложений. С увеличением параметра  $\nu_2$ , что имеет место при глубоком залегании соленосных осадков, погрешности в определении мощности надсолевых отложений уменьшаются и, как видно из табл. 9, составляют 2-6 % у скважин Речицкой Р-5 и Мозырской Р-1.

В табл. 9 дано сопоставление значений продольной проводимости надсолевой толщи, определенных в одних и тех же пунктах методами МТЗ и ВЭЗ. Выявленные расхождения подтверждаются работами во многих районах Советского Союза. Так, по результатам некоторых исследований расхождения в продольной проводимости осадочного чехла возрастают от 10 до 20% с увеличением мощности осадочного чехла [Поспеев, 1963; Габлин, 1963]. Над пологими структурами Припятской впадины выявленные расхождения можно объяснить двумя факторами: а) большей глубиной исследований магнитотеллурическим методом по сравнению с методом ВЭЗ на постоянном токе; б) искажающим влиянием неровностей поверхности соленосных осадков, что при поперечной поляризации поля, как видно из результатов работ на Мозырской и Речицкой площадях, приводит к заниженным значениям кажущегося сопротивления. При крутых углах падения соленосных осадков несоответствие в данных интерпретации указанных методов, по-видимому, может быть обусловлено характером распространения используемых полей. В отличие от ВЭЗ на постоянном токе магнитотеллурический метод базируется на электромагнитном поле, имеющем региональный характер. В связи с этим в результаты МТЗ вносятся искажения от неоднородностей, находящихся вдали от пунктов наблюдения. Влияние таких неоднородностей на поведение кривых МТЗ, как известно, подтверждено при лабораторном моделировании [Добровольская, 1971].

Полученный экспериментальный материал в достаточной степени выясняет возможности магнитотеллурического метода при изучении геоэлектрического разреза надсолевой толщи и прослеживании поверхности ее основания. Указанные задачи, как видно из изложенного, решаются при помощи максимальных значений импеданса, фиксированных в направлении преимущественной канализации земных токов, связанной в использованном диапазоне периодов 0,03-100 с главным образом с неровностями рельефа соленосных осадков. Экспериментальные материалы слабо освещают возможности магнитотеллурического метода при изучении параметров подсолевых отло-

Рис. 46. Экспериментальная кривая МТЗ; п. Величковичи, Гомельская обл.

жений и поверхности кристаллического фундамента. В условиях Припятской впадины они определяются по минимальным значениям импеданса в том случае, если последние отвечают продольной поляризации поля. Влияние подсолевой толщи на характер экспериментальной кривой зондирования может быть отчетливо выражено лишь в тех разрезах, где продольная проводимость этих отложений значительно выше проводимости надсолевой толщи, что характерно, например, для Шатилковской депрессии, расположенной в западной части Припятской впадины.

Рассмотрим кривую МТЗ, построенную по материалам наблюдения поля в п. Величковичи, находящемся в 30 км к юго-западу от г. Старобин (рис. 46). По геологическим данным соленосные осадки в этом районе замещены известняками мощностью 350 м. Эта толща известняков достаточно высокого сопротивления обусловила четкий перегиб кривой зондирования. Экспериментальная кривая МТЗ, характеризующая разрез типа Q, позволяет надежно определить параметры разреза. Глубина залегания низкоомного слоя, соответствующего средне-девонским глинам, по данным МТЗ составляет 1100 м, что хорошо согласуется с разрезом Старобинской скважины, вскрывшей среднедевонские глины в интервале глубин 1124–1371 м.

Использование магнитотеллурического метода для изучения параметров подсолевых отложений на территории Припятской впадины, по-видимому, возможно на площадях с небольшой мощностью надсолевых отложений. Однако экспериментальные кривые МТЗ, как показывают результаты работ в районе Казанской и Червонослободской структур, в большинстве случаев будут иметь недифференцированный характер, и послышная интерпретация их будет осложнена.

Подсолевые отложения на территории Припятской впадины характеризуются непостоянством электрического сопротивления, что наряду с наличием мощных соленосных осадков осложняет использование магнитотеллурического метода для изучения рельефа кристаллического фундамента. Соленосная толща почти повсеместно содержит пропластки осадочных проводящих пород, влияние которых имеет практический интерес. Интерпретация экспериментальных графиков при закрепленных параметрах не представляется возможной, и достоверность получаемых данных будет определяться

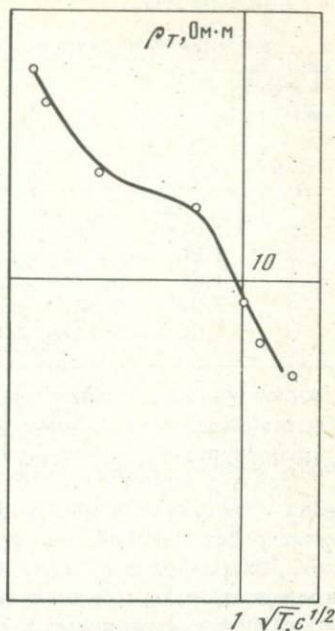


Таблица 10

Параметры теоретических кривых МТЗ для пятислойных разрезов

№ кривых на рис. 47	$\nu_2$	$\mu_2$	$\nu_3$	$\mu_3$	$\nu_4$	$\mu_4$	$\nu_5$	$\mu_5$
1	1,60	0,112	4,75	6,25	1,58	0,125	$\infty$	18,7
2	1,60	0,112	2,37	6,25	1,62	0,125	$\infty$	18,7
3	1,60	0,112	3,56	6,25	1,60	0,125	$\infty$	18,7
4	1,62	0,114	3,80	10,00	2,70	0,22	$\infty$	15,0
5	1,60	0,112	3,90	6,25	1,50	0,125	$\infty$	$\infty$

разрешающей способностью магнитотеллурического метода. Поэтому целесообразно рассмотреть разрешающую способность МТЗ в условиях пятислойного разреза Припятской впадины.

Следует отметить, что для обратной магнитотеллурической задачи существует единственность решения [Тихонов, 1965]. Однако опыт работ показал, что разрешающая способность метода на некоторых разрезах недостаточно высокая и при существующей точности полевых исследований кривые зондирования для разных геоэлектрических разрезов оказываются практически эквивалентными. К настоящему времени разрешающая способность метода изучена для трехслойных разрезов. Большой интерес представляет трехслойный разрез типа К ( $\rho_2 > \rho_1, \rho_2 > \rho_3$ ), на котором форма кривой МТЗ определяется мощностью промежуточного слоя и практически не зависит от изменения сопротивления этого слоя в некоторых пределах ( $h_2$ -эквивалентность). Можно полагать, что эта особенность кривых МТЗ сохраняется и для пятислойных разрезов Припятской впадины, третий слой которых (соленосные осадки), как указывалось выше, обладает очень высоким сопротивлением.

Для оценки разрешающей способности МТЗ в условиях пятислойного разреза произведен расчет и анализ теоретических кривых [Владимиров, Дмитриев, 1969]. Теоретические кривые рассчитаны для разрезов с одинаковой суммарной продольной проводимостью отложений, лежащих на высокоомном основании (кристаллический фундамент) и отличающихся по параметрам третьего (соленосная толща) и четвертого (подсолевые отложения) слоев. Параметры разрезов приведены в табл. 10, а рассчитанные по ним кривые на рис. 47.

При расчете кривых было установлено, что форма их практически сохраняется при изменении сопротивления третьего слоя в достаточно больших пределах (от 100 до 1000 Ом·м). Очевидно, что в любом разрезе, так же как и в трехслойном типа К, увеличение сопротивления высокоомного пропластка превращает его в волновод. Характер распространения электромагнитных волн в этом случае будет зависеть главным образом от сопротивления вмещающих пород. Изменение мощности высокоомного пропластка на 25%, т.е. на величину, примерно равную полусумме мощностей верхних двух

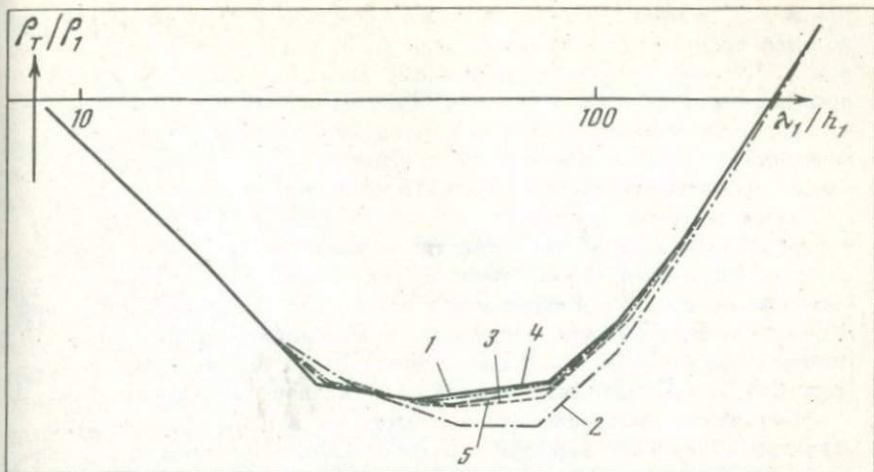


Рис. 47. Теоретические кривые  $\rho_T$  для пятислойных разрезов Припятской впадины

Параметры разрезов см. в табл. 10

слоев, ведет к изменению сопротивления в зоне минимума кривых не более чем на 10%. Следовательно, кривые зондирования 1 и 3 и 2 и 3, соответствующие таким разрезам, при существующей точности полевых исследований можно считать эквивалентными.

Геоэлектрические разрезы, которым отвечают кривые 4 и 5, различаются главным образом по параметрам четвертого слоя. Одновременное изменение мощности и сопротивления этого слоя в 1,7 раза, как видно из рис. 47, практически не привело к изменению формы кривых МТЗ. Очевидно, к разрезам применим принцип эквивалентности. Слабая разрешающая способность магнитотеллурического метода в оценке параметров четвертого слоя, по-видимому, обусловлена сравнительно малой его мощностью по отношению к вышележащей толще.

Теоретические кривые 1, 3 и 5 удовлетворительно совпадают с экспериментальной кривой зондирования, отражающей полный геоэлектрический разрез осадочного чехла Казанской площади (см. рис. 41). Послойная интерпретация этой кривой, как видно из табл. 10, может содержать погрешности в оценке параметров слоев, превышающие 20%. Погрешность определения глубины залегания кристаллического фундамента равна 15%.

Отметим, что теоретические кривые, приведенные на рис. 47, рассчитаны для конечного значения сопротивления третьего слоя, превышающего сопротивление вмещающих пород в 50 раз. При дальнейшем увеличении  $\rho_3$ , как показывают расчеты, кривые практически не изменяют своей формы. Конечное значение  $\rho_3$  принято для оценки возможности выявления магнитотеллурическим методом межсолевых отложений, имеющих мощность в несколько сот мет-

ров и сопротивление около 20 Ом·м. Оказалось, что изменение продольной проводимости третьего слоя на 6 См (теоретические кривые 1, 3) приводит к незначительному изменению кажущегося сопротивления в области минимума, которое может быть не замечено при существующей точности наблюдений. Следовательно, пласт мощностью  $h = 20 \times 6 = 120$  м, заключенный в соленосной толще, не может быть выявлен магнитотеллурическим методом.

Таким образом, анализ теоретических кривых свидетельствует о слабой разрешающей способности магнитотеллурического метода на территории Припятской впадины. Изменение мощности соленосных осадков на 25% и параметров подсолевых отложений примерно в два раза практически не приводит к изменению формы кривой МТЗ. Низкая разрешающая способность значительно ограничивает возможности МТЗ при изучении рельефа кристаллического фундамента.

Многолетние методические исследования в районах различных структур Припятской впадины позволяют сделать следующие выводы.

1. Соленосные осадки большой мощности и очень высокого сопротивления при горизонтальном залегании прозрачны при любой поляризации электромагнитного поля. Однако в районах разломов кривые МТЗ могут быть искажены неровностями погребенного рельефа, в связи с чем количественная интерпретация их затруднена.

2. Результаты магнитотеллурических исследований над пологими (до  $7^\circ$ ) склонами поверхности соленосных осадков находятся в удовлетворительном согласии с данными теории. Соленосные осадки в таких случаях прозрачны при продольной поляризации поля. При наклонах погребенного рельефа более  $10^\circ$  соленосные осадки в диапазоне периодов 0,03–100 с непрозрачны при любой поляризации поля.

3. Кривые зондирования, построенные по максимальным значениям импеданса, в условиях Припятской впадины содержат информацию о параметрах только надсолевой толщи. Погрешности в определении глубин залегания высокоомного пропластка не превышают 25%. Таким образом, доказана возможность применения магнитотеллурического метода для изучения параметров надсолевой толщи в районах сложной тектоники.

4. Кривые зондирования, построенные по минимальным значениям импеданса, могут содержать полезную информацию о всей осадочной толще только в том случае, если эти значения отвечают продольной поляризации поля. Имеющегося фактического материала недостаточно для оценки искажающего влияния горизонтальных неоднородностей, поэтому практическое использование этих кривых нельзя считать окончательно выясненным.

5. Применение магнитотеллурического метода для изучения рельефа кристаллического фундамента осложняется непостоянством мощности соленосных осадков и электрического сопротивления подсолевых отложений. Использование метода МТЗ из-за слабой разрешающей способности должно осуществляться с обязательной привязкой к данным опорного бурения и различных методов геофизической разведки.

Магнитотеллурические исследования на территории Польско-Литовской синеклизы ставились с целью изучения влияния на структуру наблюдаемого поля и на результаты МТЗ слоев высокого сопротивления, представленных верхнепермскими соленосными и гипсово-ангидритовыми отложениями.

Геологическое строение синеклизы представляется в следующем виде. Согласно данным бурения [Сувейздис, 1963] под четвертичным покровом залегают меловые, юрские и триасовые отложения суммарной мощностью до 700 м. Они представлены глинами, мергелями, известняками, алевритами, песками. Нижняя часть толщи состоит преимущественно из глин и характеризуется сопротивлением в несколько ом на метр. Породы мезозоя подстилаются верхнепермскими лагунно-морскими отложениями, широко развитыми в пределах синеклизы. Верхнепермские отложения, имеющие максимальную мощность 320 м и обладающие очень высоким сопротивлением, трансгрессивно ложатся на осадки девона и силура. Отложения девона развиты преимущественно в северной части синеклизы, мощность их достигает 600 м. Отложения силура и подстилающие их породы кембрия в пределах синеклизы залегают почти повсеместно. Они представлены чередованием песчаников, мергелей, известняков и глин. Удельное сопротивление известняков и мергелей по данным БКЗ составляет несколько десятков ом на метр. Мощность пород силура и кембрия увеличивается в направлении к оси синклинали, где она достигает 1400 м.

Польско-Литовская синеклиза в период герцинского тектогенеза претерпела значительные изменения. В рельефе кристаллического фундамента образовались Нивенская, Жемайтйская и Дзукийская впадины, Сувалкское, Средне-Литовское и Южнолитовское поднятия.

Магнитотеллурические исследования выполнялись в 1967-1969 гг., главным образом по профилю широтного простирания, проходящему через скважины глубокого бурения (Пренай-Лермонтово) и пересекающему Дзукийскую впадину, Сувалкское поднятие и Нивенскую впадину. Кристаллический фундамент и верхнепермские породы наклонены на запад под углом менее  $1^{\circ}$ ; мощность верхнепермских отложений увеличивается с востока на запад от 17 до 320 м; состав этих отложений также непостоянный: к востоку от п. Вирбалис они представлены ангидритами, а к западу - каменной солью. Таким образом, Польско-Литовская синеклиза по мощности и характеру залегания пласта высокого сопротивления отличается от Припятской впадины, где мощность соленосной толщи достигает 3000 м, а рельеф ее поверхности осложнен неровностями различной формы.

Несмотря на большое количество скважин глубокого бурения, электрические параметры толщ, слагающих разрез синеклизы, недостаточно изучены. Результаты обработки имеющегося в нашем распоряжении каротажного материала показали, что для района

Саснава-Вирбалис для надсолевой толщи характерны значения продольного сопротивления 6-7 Ом·м, а для подсолевой - 4-5 Ом·м. Каротажные материалы, как известно, могут давать завышенные значения сопротивлений. Так, для ряда районов Припятской впадины отношение сопротивлений надсолевой толщи, определенных по каротажу и ВЭЗ на постоянном токе, составляло 1,6. Тем не менее полученные параметры, свидетельствующие о низкоомном характере геоэлектрического разреза синеклизы, представляют интерес, так как они с учетом мощностей указывают на более высокую продольную проводимость подсолевой толщи относительно надсолевой. Выявленная особенность разреза, как отмечено результатами работ на территории Припятской впадины, должна способствовать использованию магнитотеллурического метода для изучения рельефа кристаллического фундамента.

С целью изучения структуры естественного электромагнитного поля и оценки надежности результатов магнитотеллурических исследований в период полевых работ были осуществлены синхронные наблюдения. Пункт Луговое (Калининградская обл.) являлся опорным. На нем запись возмущений поля в диапазоне периодов 10-100 с осуществлялась ежедневно с 8 до 13 ч в течение всего полевого периода. На остальных пунктах регистрация поля производилась в те же часы суток, но в течение 5-7 дней. При обработке синхронно записанных возмущений использован корреляционный метод, который дает возможность установить тесноту связи между наблюдаемыми на разных пунктах напряженностями каждой компоненты электромагнитного поля.

Коэффициент корреляции  $r$ , выражающий отношение числа факторов, общих для исследуемых величин, ко всему числу факторов, определяется следующим соотношением (Митропольский, 1961):

$$r = \frac{1}{n} \frac{\sum (A_i - \bar{A})(B_i - \bar{B})}{\sigma_x \sigma_y},$$

где  $A_i, B_i$  - амплитуды синхронных возмущений одноименной составляющей в пунктах  $A$  и  $B$ ;  $\bar{A}, \bar{B}$  - средние арифметические значения измерений одноименных составляющих в пунктах  $A$  и  $B$ ;  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$  - основные отклонения рядов, определяемые по соотношениям

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum (A_i - \bar{A})^2}{n}}; \quad \sigma_y = \sqrt{\frac{\sum (B_i - \bar{B})^2}{n}};$$

$n$  - число измерений.

Значения коэффициента  $r$  для каждой компоненты поля между разными пунктами наблюдения, средние арифметические значения компонент синхронно записанных возмущений, а также средние азимуты векторов  $E$  и  $H$  за недельный период наблюдения приведены в табл. 11.

Высокий коэффициент корреляции, превышающий в большинстве случаев 0,90, свидетельствует о наличии тесной связи между одноименными компонентами электромагнитного поля, измеренными на разных пунктах. Такая тесная связь возможна при линейной зависимости изучаемых величин. Низкий коэффициент корреляции (менее 0,80) отмечен между пунктами Пренай-Луговое по компоненте  $E_x$ . С уменьшением периода вариаций, как видно из табл. 11, коэффициент корреляции для указанной компоненты также уменьшается. Отмеченное явление, по-видимому, связано с влиянием горизонтальной неоднородности в районе п. Пренай, обусловленной близостью пункта наблюдения к р. Неман. Приемный диполь, предназначенный для регистрации меридиональной компоненты электрического поля, был ориентирован перпендикулярно к реке.

Анализ приведенных в табл. 11 данных свидетельствует о практическом равенстве интенсивности горизонтальных компонент магнитного поля, а также об одинаковой ориентации вектора  $H$  синхронно записанных возмущений по профилю исследования. Незначительные расхождения в амплитудах каждой компоненты находятся в пределах точности измерений. Таким образом, магнитное поле в диапазоне периодов 15-60 с в интервале профиля Пренай-Приозерское в период наблюдения было практически однородным. Ориентировка вектора  $E$ , как видно из табл. 11, по профилю магнитотеллурических работ была непостоянна. К востоку от п. Луговое азимут вектора  $E$  за период работ увеличился на  $17^\circ$  (от  $50$  до  $67^\circ$ ). В этом же направлении увеличилась и напряженность электрического поля, что, по-видимому, связано с уменьшением глубины залегания кристаллического фундамента. Следовательно, электрическое поле по профилю не было однородным.

Интересно отметить, что средние азимуты векторов  $E$  и  $H$  на опорном пункте (Луговое) в течение полевого периода изменялись синхронно. Так, например, во второй половине августа 1967 г. ориентировка вектора  $H$  при периодах выше 30 с изменилась на  $7^\circ$  (со  $143$  до  $150^\circ$ ), вектора  $E$  на  $4^\circ$  (с  $47$  до  $51^\circ$ ). Изменение ориентации вектора  $E$  в меньших пределах может свидетельствовать о наличии горизонтальной неоднородности площади исследования. Эта неоднородность, по-видимому, привела к нарушению ортогональности векторов  $E$  и  $H$ . Лишь в Приозерском и Саснаве отмечены незначительные отклонения от прямого угла между указанными векторами. Наибольшие отклонения имели место в п. Луговое.

Таким образом, анализ синхронных записей возмущений поля указал на наличие отчетливо выраженной горизонтальной неоднородности разреза в районе п. Пренай. Верхняя толща геоэлектрического разреза площади п. Саснава представляется горизонтально однородной, о чем свидетельствует ортогональность горизонтальных составляющих поля, а также построенная по результатам обработки экспериментального материала круговая диаграмма главного импеданса, имеющая при периоде 30 с форму окружности. Очевидно,

Таблица 11

Результаты обработки синхронно записанных возмущений клиза, 1967 г.

Пункты наблюдения	Расстояние, км	Период наблюдения	Число случаев	$H_x$	
				$r$	$H_{xcp}$
$T = 30-60$ с					
Приозерское-Луговое	40	25-29.VII	10	0,94	1,04 0,89
Пренай - Луговое	150	16-23.VIII	14	0,97	1,63 1,88
Саснава - Луговое	60	26.VIII-2.IX	18	0,96	1,14 1,14
$T = 15-30$ с					
Приозерское-Луговое	40	25-29.VII	7	0,88	0,60 0,53
Пренай - Луговое	150	16-23.VIII	32	0,90	0,72 0,74
Саснава - Луговое	60	26.VIII-2.IX	13	1,0	0,57 0,47

что этот район, несмотря на наличие довольно интенсивных промышленных помех в высокочастотном интервале поля, является благоприятным для выполнения глубинных исследований.

Кривые зондирования для всех пунктов наблюдения, приведенные на рис. 48, построены по максимальным значениям импеданса, которые регистрируются вдоль изогипс поверхности кристаллического фундамента (продольная поляризация поля). Большинство кривых МТЗ обладает четко выраженным минимумом и восходящей ветвью с углом наклона, близким к  $63^\circ$ . Геологическая интерпретация МТЗ по палетке  $H - 1/8 - \infty$ ,  $\nu_2 = 1$  в сопоставлении с данными бурения приведена в табл. 12.

Верхнепермские осадки высокого сопротивления по сравнению с надсолевой толщей обладают значительно меньшей мощностью. Так, например, параметр  $\nu_2$  для Приозерской скважины составляет 0,28. Эти осадки при почти горизонтальном залегании, как видно из табл. 12, оказываются прозрачными для магнитотеллурического метода. Результаты проведенных исследований свидетельствуют о непостоянстве продольного сопротивления осадочной толщи по профилю работ. В интервале профиля Пренай-Саснава оно равно 5,0 Ом·м, а в интервале Луговое-Лермонтово около 3,0 Ом·м. Таким образом, в западном направлении, несмотря на увеличение

естественного электромагнитного поля; Польско-Литовская сине-

$H_y$			$E_x$		$E_y$		
$r$	$H_{ycp}$	$^a H_{ycp}$	$r$	$E_{xcp}$	$r$	$E_{ycp}$	$^a E_{ycp}$
$T = 30-60$ с							
0,95	0,87	141	0,98	1,30	0,99	1,83	53
	0,88	143		1,53		1,62	47
0,87	0,91	150	0,77	1,80	0,94	4,75	68
	0,89	154		1,98		2,54	51
1,0	0,57	149	0,95	1,31	0,98	2,54	61
	0,59	151		1,40		1,84	51
$T = 15-30$ с							
1,0	0,57	135	0,80	0,81	0,80	0,91	47
	0,52	141		0,88		1,09	51
0,87	0,64	138	0,69	1,34	0,97	2,34	59
	0,53	145		1,19		1,19	40
0,93	0,44	142	1,0	1,01	0,90	1,21	48
	0,44	143		0,93		0,81	41

мощности высокоомных верхнепермских отложений, наблюдается уменьшение продольного сопротивления осадочного чехла. В этом же направлении происходит уменьшение сопротивления подсолевых отложений силура и кембрия от 2,8 до 1,8 Ом·м. По значению продольной проводимости эти отложения в полном соответствии с данными каротажа значительно превосходят надсолевую толщу (см. табл. 12). Кривые МТЗ, имеющие четкий минимум, обусловленный проводящими подсолевыми отложениями, допускали осуществление послышной интерпретации. Полученные при этом значения  $k_1$  и  $\rho_1$  отождествлены с параметрами фиктивного слоя, мощность которого сопоставлена с надсолевой толщей. Последняя, как видно из табл. 12, определяется с погрешностью до 24%. Мощность подсолевых отложений оценивается более надежно - с погрешностью до 10%. По кривым МТЗ, не имеющим четкого минимума, но обладающим восходящей ветвью с наклоном к оси абсцисс около  $63^\circ$ , определена продольная проводимость осадочной толщи по соотношению (2.3). Глубина залегания кристаллического фундамента вычислялась по известному соотношению  $H = \rho_1 S$ . Погрешности ее определения не превышают 12%. Таким образом, полученные материалы свидетельствуют о возможности изучения магнитотеллурическим методом параметров скрытых под высокоомным экраном осадочных отложений и рельефа

Таблица 12

Результаты интерпретации кривых МТЗ; Польско-Литовская синеклиза, 1967 г.

№ п/п	Пункты наблюдения	$\rho_1, \text{ Ом}\cdot\text{м}$	$h_{1\text{ист}}, \text{ м}$	$h_1, \text{ м}$	Расхождение, %	$S_1, \text{ См}$	$\rho_2, \text{ Ом}\cdot\text{м}$
1	Луговое	14,0	677	630	7,0	45,0	1,80
2	Лермонтово	-	-	-	-	-	-
3	Приозерское	15,0	693	740	6,8	49,3	1,80
4	Саснава	-	-	-	-	-	-
5	Пренай	21,0	351	436	24,1	20,8	2,80
6	Леленис	-	-	-	-	-	-
7	Побирже	-	-	-	-	-	-

кристаллического фундамента в условиях Польско-Литовской синеклизы.

Результаты обработки экспериментального материала способом наименьших квадратов показали, что круговые диаграммы главного импеданса при периодах, больших 20 с, по малой оси содержат пелажимы, характерные для районов с горизонтально неоднородным строением. Кривые МТЗ, построенные по минимальным значениям импеданса (поперечная поляризация поля), характеризуются пологим ходом восходящей ветви, не отражающей истинные параметры высокоомного основания. Аномальный характер этих кривых находится в соответствии с данными теории и имеет следующее физическое объяснение [Бердичевский, 1968]. Электромагнитная волна, падающая сверху нормально к поверхности высокоомного пропластка, проникает без искажений к наклонной поверхности кристаллического фундамента. Отраженная от высокоомного основания электромагнитная волна приходит к нижней поверхности высокоомного пропластка под некоторым углом. В этом случае экранирующие свойства пропластка связаны с его поперечным сопротивлением. Согласно теории при  $\mu = 10^7$  пропласток полностью экранирует поступающие к нему наклонные волны, и последние после многократных отражений от поверхностей высокоомных пород постепенно затухают в промежуточной толще. С уменьшением параметра  $\mu$  экранирующие свойства пропластка уменьшаются, при  $\mu = 10^3$  экранирование отсутствует и на земную поверхность поступает отраженный сигнал без искажений. Можно полагать, что верхнепермские отложения Польско-Литовской синеклизы обладают параметром  $\mu$ , несколько большим чем  $10^3$ , а поэтому результаты наблюдений при поперечной поляризации поля оказываются искаженными.

Практический интерес представляло исследование районов, в геологическом разрезе которых отсутствуют высокоомные верхнепермские осадки. В связи с этим в 1969 г. в районе п. Побирже, расположенном в области сочленения Польско-Литовской синеклизы и Белорусского массива, было выполнено МТЗ в широком диапазоне периодов. Полученная кривая МТЗ, приведенная на рис. 48, сви-

$h_{2\text{ист}}, \text{ м}$	$h_2, \text{ м}$	Расхождение, %	$S_2, \text{ См}$	$S_1 + S_2, \text{ См}$	$\rho_1, \text{ Ом}\cdot\text{м}$	$H_{\text{ист}}, \text{ м}$	$H_{\text{МТЗ}}, \text{ м}$	Расхождение, %
573	630	10,0	350	395	3,20	1250	1261	0
-	-	-	-	530	3,20	1690	1710	1,1
-	740	-	410	460	3,20	1690	1480	12,4
-	-	-	-	200	5,0	950	1000	5,3
429	436	1,7	156	176	5,0	780	872	11,8
-	-	-	-	100	5,0	-	500	-
-	-	-	-	140	6,5	950	-	-

детельствует о том, что по сравнению с ранее изученными районами осадочные породы обладают здесь более высоким средним сопротивлением. Продольная проводимость осадочного чехла составляет 140 См. При мощности надпорной толщи около 950 м продольное сопротивление ее оценивается около 6,5 Ом·м.

Таким образом, практически горизонтально залегающие верхнепермские отложения очень высокого сопротивления оказались проз-

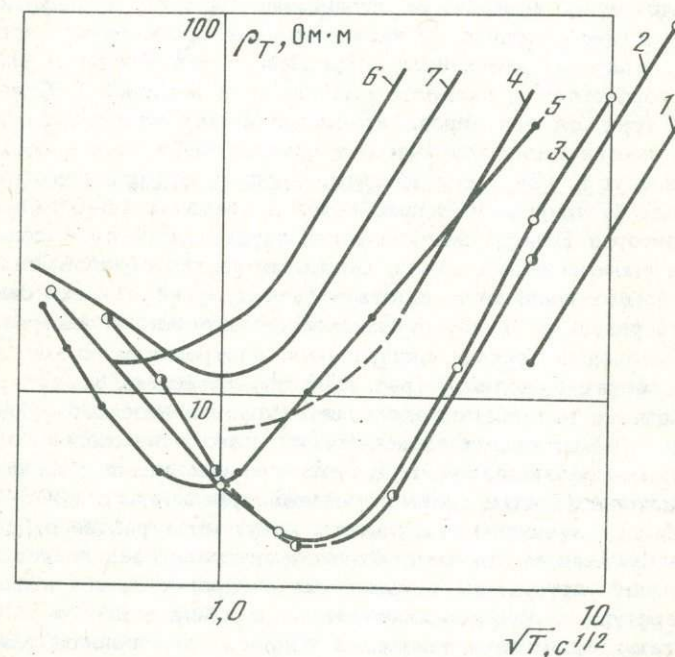


Рис. 48. МТЗ Польско-Литовской синеклизы

Пункты: 1 - Лермонтово, 2 - Приозерское, 3 - Луговое, 4 - Саснава, 5 - Пренай, 6 - Леленис, 7 - Побирже

рачными при любой поляризации электромагнитного поля. Малая мощность этих осадков при сравнительно большой глубине их залегания не отразилась на поведении левой ветви экспериментальных графиков. Влияние высокоомного пропластка и наклонного рельефа кристаллического фундамента, по-видимому, отразилось при больших периодах, при которых наблюдается расхождение кривых, построенных для различных поляризаций поля. Несмотря на незначительный наклон пластов и поверхности кристаллического фундамента, малые оси круговых диаграмм главного импеданса в полном соответствии с данными теории претерпевают искажения, вследствие чего использовать их для целей геологической разведки невозможно. Кривые МТЗ, построенные по максимальным значениям импеданса, содержат достоверную информацию о параметрах осадочного чехла и глубине залегания кристаллического фундамента.

### Белорусский массив

Магнитотеллурические исследования в диапазоне 0,03–16 с на территории Белорусского кристаллического массива ставились с целью получения начальной ветви кривых глубинного зондирования. Они выполнены на шести пунктах с различной глубиной залегания кристаллического фундамента. Фундамент перекрыт нижнекембрийскими, среднедевонскими и четвертичными отложениями, представленными пластами песчаников, мергелей и глин. Опорным электрическим горизонтом в пределах массива, как показали ВЭЗ на постоянном токе, служат породы кристаллического фундамента, обладающие высоким сопротивлением и обусловившие наклон восходящей ветви кривых в  $45^\circ$  к оси абсцисс. Среднее сопротивление осадочной толщи по данным ВЭЗ колеблется в пределах 15–50 Ом·м.

Территория Белорусского массива характеризуется высоким уровнем промышленных помех. Основные из них обусловлены работой телеграфа и влиянием высоковольтных линий. Помехи снизили точность результатов обработки экспериментального материала. Экспериментальные кривые зондирования, построенные по максимальным значениям импеданса (рис. 49), имеют форму, характерную для районов с неглубоким залеганием кристаллического фундамента. В условиях маломощных осадочных отложений, лежащих на непроницаемом основании, диапазон частот вариаций для получения отчетливой начальной ветви кривых следовало увеличить до 300–500 Гц.

Наиболее интересные результаты получены в районе п. Смольницы, расположенном в восточной части кристаллического поднятия. Регистрация вариаций поля выполнена синхронно двумя комплектами аппаратуры с длинами измерительных линий в 100 и 200 м. Результаты вычисления главных импедансов для диполей разной длины получились практически идентичными, что свидетельствует о надежности построения экспериментальной кривой зондирования

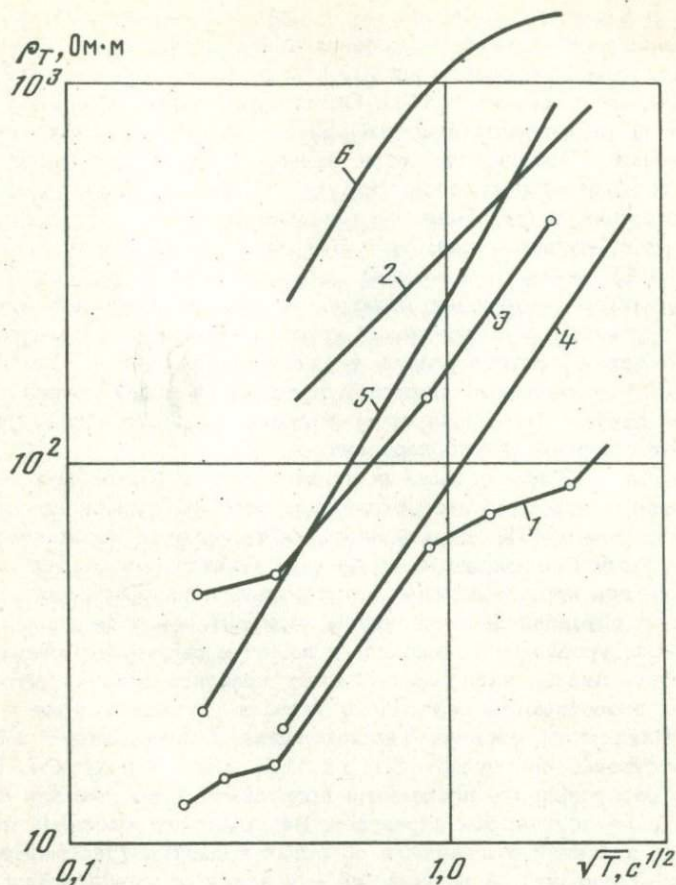


Рис. 49. МТЗ Белорусского массива

Пункты: 1 - Смольницы, 2 - Плещеницы, 3 - Липово, 4 - Тимошковщина, 5 - Домашковичи, 6 - Бемяки

(см. рис. 49). В интервале периодов 1-4 с эта кривая имеет перегиб, физическая природа которого не ясна. Перегибы восходящей ветви могут обуславливаться двумя факторами. Во-первых, в условиях Белорусского массива они могут быть вызваны депрессией поверхности кристаллического фундамента или наклоном ее в восточном направлении и связанным с этим значительным увеличением продольной проводимости осадочного чехла. К сожалению, данными по распределению продольной проводимости надпорной толщи в районе п.Смольницы мы не располагаем. Во-вторых, характер экспериментального графика может быть обусловлен глубинным изменением электропроводности в верхней толще кристаллического массива.

Эта кривая, характеризующая разрез типа А ( $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ ), является наиболее неблагоприятной для целей геологической интер-

претации в связи с применимостью принципа эквивалентности в широких пределах. Экспериментальная кривая удовлетворительно совпадает с теоретической, рассчитанной для следующих параметров:  $\nu_2 = 40$ ,  $\mu_2 = 16$ ,  $\eta_3 = 170$ . Однако мощность второго слоя по указанной теоретической кривой, по-видимому, получается сильно завышенной. Наиболее надежные данные получаются при известном сопротивлении второго слоя. При  $\rho_2 = 150-200$  Ом·м полный геоэлектрический разрез района п. Смольницы согласно МТЗ представляется в следующем виде:  $h_1 = 500$  м,  $\rho_1 = 16$  Ом·м,  $S_1 = 31$  См,  $S_2 = 40$  См,  $h_2 = 6000-8000$  м,  $\rho_3 = 2000$  Ом·м. Таким образом, характер экспериментального графика не исключает возможности глубинной дифференциации кристаллического фундамента по электрическому сопротивлению в районе п. Смольницы. Для выяснения истинной природы перегиба восходящей ветви кривой зондирования необходимо выполнить в указанном районе дополнительные магнитотеллурические исследования.

Кривые МТЗ для остальных пунктов имеют восходящую ветвь, наклоненную к оси абсцисс под углом около  $60^\circ$ . Исключение составляет кривая МТЗ, выполненного на территории геофизической обсерватории Плещеницы, которая имеет наклон около  $40^\circ$ . Отметим, что эта кривая построена при большом разбросе значений импедансов, обусловленном влиянием горизонтальной неоднородности и высоким уровнем промышленных помех в высокочастотном интервале поля. Анализ экспериментальных графиков показал, что продольная проводимость осадочного чехла в районах пунктов Смольницы, Плещеницы, Липово, Тимошковщина, Домашковичи и Беньяconi соответственно составляет 30, 11, 18, 28, 18 и 10 См. Выявленное распределение продольной проводимости по площади согласуется с геологическим строением Белорусского массива: минимальные значения отмечены в областях поднятия фундамента (Плещеницы, Беньяconi), а наибольшие — в зонах его погружения (Тимошковщина, Смольницы). Различный и отличающийся от предельного наклон восходящих ветвей кривых МТЗ свидетельствует о конечном значении сопротивления пород, слагающих фундамент. Эту особенность МТЗ, по-видимому, можно использовать для изучения распределения электрического сопротивления верхней части фундамента на территории массива.

Таким образом, первый опыт применения метода МТЗ в диапазоне 0,03–16 с в сложных геологических условиях Белорусского массива оказался успешным. Для всех пунктов, несмотря на наличие промышленных помех, были построены кривые зондирования, интерпретация которых позволила получить полезную информацию о параметрах верхней толщи разреза. Особый интерес представляет район п. Смольницы, в котором магнитотеллурические исследования должны быть продолжены в широком диапазоне периодов.

Опытнo-методические исследования благодаря использованию диапазона, расширенного в сторону малых периодов вариаций поля, позволили выяснить возможности магнитотеллурического метода на

территории западных регионов СССР. Результаты экспериментальных исследований приводят к выводу, что метод МТЗ в диапазоне периодов 0,03–100 с может быть использован для решения следующих задач.

1. Изучение рельефа кристаллического фундамента на территории Белорусского массива.

2. Изучение параметров осадочного чехла и рельефа кристаллического фундамента Польско-Литовской синеклизы. Применению магнитотеллурического метода на данном регионе благоприятствует почти горизонтальное залегание гидрокимических осадков высокого сопротивления и значительное превышение продольной проводимости подсолевых отложений по сравнению с надсолевыми.

3. Изучение поверхности соленосной толщи Припятской впадины, осложненной тектоникой. В западных районах впадины в связи с загрязнением соленосной толщи и ее выклиниванием магнитотеллурический метод дает сведения о суммарной продольной проводимости осадочного чехла.

В заключение следует отметить ослабление прозрачности высокоомных пропластков с увеличением угла их падения. Этот вывод, полученный при исследованиях вблизи скважин глубокого бурения Припятской впадины, позволяет полагать, что при крутых падениях высокоомные пропластки могут быть непрозрачными для магнитотеллурического метода.

## Магнитотеллурические исследования в расширенном диапазоне периодов на территории Северного Сахалина

Магнитотеллурические исследования на территории Сахалина для решения задач структурной геологии впервые проведены в 1964 г. со станцией МТЛ-62, предназначенной для регистрации вариаций поля в диапазоне периодов 10–1000 с. В процессе работ для большинства пунктов наблюдения были получены только восходящие ветви кривых МТЗ, что значительно ограничивало возможности интерпретации. Таким образом, была установлена необходимость расширения диапазона используемых вариаций естественного поля в сторону низкого периода. В связи с этим в 1966–1967 гг. впервые на территории различных геологических провинций Северного Сахалина при помощи опытных макетов ПМТС были опробованы возмущения поля в интервале периодов 0,03–16 с.

Геологическое строение Сахалина довольно сложное. Верхняя часть разреза представлена песчано-глинистыми образованиями, относящимися к четвертичной и неогеновой системам. Эта толща подстилается отложениями меловой системы, которые по литологическому составу и степени метаморфизма разделяются на две фациальные зоны: Восточно-Сахалинскую и Западно-Сахалинскую [Альперович, Чернявский, 1973]. Отложения первой зоны значительно метаморфизованы, и в них часто встречаются кремнистые разности и линзы известняков. Отложения второй зоны представлены морскими и континентальными образованиями. Палеозойские породы развиты в юго-восточной части Северного Сахалина. Почти все толщи Северного Сахалина смяты в складки северо-западного простирания. На территории широко развита дизъюнктивная дислокация в виде разрывов типа взбросо-надвигов. Основными тектоническими структурами являются Восточно-Сахалинский и Западно-Сахалинский антиклинории и разделяющий их Центрально-Сахалинский синклиорий. Эти структуры, имеющие субмеридиональное простирание, осложнены более мелкими структурами. В частности, в Центрально-Сахалинском синклиории выделены депрессии: Байкальская, Валская и Нышская.

Геоэлектрический разрез северо-западной части Сахалина по данным МТЗ представляется трехслойным. К верхнему слою относятся отложения плиоцена, верхнего и среднего миоцена, общая мощность которых достигает 4000–5000 м, а удельное сопротивление колеблется в пределах 25–100 Ом·м. Второй слой имеет мощность порядка 1000–4000 м, сопротивление – 3–10 Ом·м.

Этот слой, представленный глинами и аргиллитами нижнего и среднего миоцена, обуславливает минимум кривых зондирования. Третий слой объединяет вулканогенные либо метаморфические породы меловой системы. Он обладает сопротивлением около 300 Ом·м и является опорным для магнитотеллурического метода. Восходящая ветвь кривых МТЗ, вызываемая влиянием опорного слоя, имеет наклон  $55-63^\circ$ . В восточной части Сахалина отложения неогена содержат два мощных низкоомных горизонта, разделенных толщами прибрежно-мелководных, преимущественно песчаных образований с повышенным сопротивлением. Следовательно, для восточной части Сахалина характерен пятислойный геоэлектрический разрез.

С целью выяснения возможностей МТЗ в сложных геоэлектрических условиях Северного Сахалина в полевой период 1966 г. магнитотеллурические исследования в расширенном диапазоне периодов прежде всего выполнены на Березовской и Нышской площадях, а также в северной части Энгапальской антиклинальной зоны вблизи скважин глубокого бурения. Полевые работы совпали со временем повышенной интенсивности электромагнитного поля. Напряженность магнитного поля в интервале периодов 0,08-5,0 с составляла 0,006-0,015 γ, а электрического - 0,1-0,3 мВ/км. Сдвиг фаз между горизонтальными компонентами магнитного поля изменялся в пределах  $0 \pm 30^\circ$ , а электрического -  $180 \pm 30^\circ$ . На всех пунктах наблюдения преобладала субширотная поляризация электрического поля. Различный характер поляризации составляющих электромагнитного поля использован при обработке материалов модифицированным способом кажущихся импедансов. При этом способе главные импедансы определены с погрешностью около 10% среднего значения.

Для района Березовской скважины, вскрывшей низкоомные отложения миоцена в интервале глубин 2200-4200 м, кривая МТЗ наиболее уверенно построена по широтной поляризации электрического поля. По меридиональной поляризации, как видно из рис. 50, получены отдельные точки, позволяющие судить только о форме кривой зондирования. В интервале перекрытия полос пропускания МТЛ-62 и ПМТС ( $T = 16-20$  с) значения  $\rho_T$  практически совпали, что свидетельствует о надежности работы используемой аппаратуры. Обе кривые МТЗ в диапазоне 0,05-50 с имеют идентичную форму, характеризующую разрез типа  $KH$ , и незначительно смещены друг относительно друга по оси сопротивлений. Представляется целесообразным произвести оценку параметров разреза района Березовской скважины по осредненной кривой. Интерпретация последней при помощи теоретической кривой  $H-1/8-\infty, \nu_2 = 1,0$ , приводит к следующим данным:  $h_1 = 1980$  м,  $\rho_1 = 75,0$  Ом·м,  $S_1 = 26,6$  См,  $S_2 = 214$  См. Сопротивление низкоомных отложений миоцена, относящихся ко второму слою разреза, согласно данным каротажа составляет 9,0 Ом·м. Следовательно, мощность низкоомного слоя и суммарная мощность надпорной толщи определяются соответственно в 1926 и 3906 м. Таким образом, погрешность

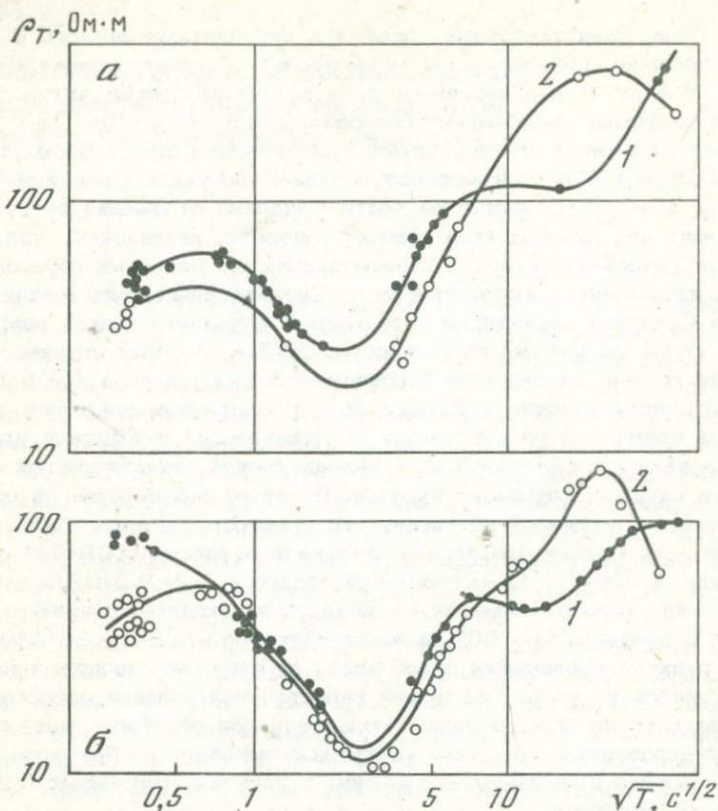


Рис. 50. Экспериментальные кривые МТЗ антиклинальных структур при широтной (1) и меридиональной (2) поляризации поля  
*а* – район Березовской скважины; *б* – район северной части Энгапальской антиклинальной зоны (Северный Сахалин)

определения указанных параметров разреза по данным МТЗ не превышает 10%.

Отметим, что нисходящие ветви приведенных на рис. 50 экспериментальных графиков построены по одиночным сигналам неправильной формы, и тем не менее определенная по ним глубина залегания низкоомной толщи миоцена получилась в хорошем соответствии с данными бурения. Этим подтверждается ранее высказанное соображение о возможности использования сигналов импульсной формы для магнитотеллурических целей.

Геологический разрез района магнитотеллурических работ в северной части Энгапальской антиклинальной зоны примерно аналогичен разрезу Березовской скважины. Толща миоцена низкого сопротивления и опорный горизонт в этом районе по данным бурения залегают на глубинах соответственно 2000 и 3800 м. Экспери-

ментальные кривые МТЗ, отвечающие различной поляризации поля, практически совпадают в диапазоне периодов 1-100 с (см. рис. 50). Интерпретация осредненной кривой приводит к следующим параметрам разреза:  $h_1 = 2000$  м,  $\rho_1 = 60$  Ом·м,  $S_1 = 31$  См;  $S = 323$  См,  $S_2 = S - S_1 = 292$  См. При сопротивлении промежуточного слоя по данным каротажа в 7,0 Ом·м мощность его должна составлять 2000 м, а суммарная мощность надпорной толщи 4000 м. Таким образом, результаты интерпретации МТЗ в районе Энгапальской антиклинальной зоны дакт глубину до отложений меловой системы с погрешностью около 5%.

Геoeлектрический разрез района скважины глубокого бурения Нышской депрессии отражают кривые МТЗ, приведенные на рис. 51. Сложная тектоника указанной депрессии отразилась в непараллельном смещении друг относительно друга по оси сопротивлений кривых, построенных для различной поляризации поля. Оценку параметров разреза тем не менее произведем, как и в предыдущих случаях, по осредненной кривой. Результаты интерпретации ее таковы:  $h_1 = 2240$  м,  $\rho_1 = 92$  Ом·м,  $S_1 = 24$  См,  $S = 360$  См,  $S_2 = 336$  См. Мощность низкоомного слоя при его сопротивлении в 9,0 Ом·м составит 3024 м. Суммарная мощность надпорного слоя по данным МТЗ равна 5264 м, в то время как истинное ее значение по данным бурения 6000 м.

Результаты магнитотеллурических исследований в районах скважин глубокого бурения, как видно из изложенного, удовлетворительно согласуются с геологическими данными. Погрешность в определении глубины до опорного слоя даже в условиях сложной тектоники Нышской депрессии не превышает 12%. Однако следует отметить, что данные каротажа свидетельствуют о неостоятельности сопротивления  $\rho_2$  промежуточного слоя. Невыдержанность этого параметра по площади может внести осложнения при применении метода МТЗ. Благоприятным для магнитотеллурического метода оказался характер геoeлектрического разреза исследованных районов, который в диапазоне периодов 0,03-20 с относится к типу *H* с отношением мощностей второго слоя к первому, близким к единице. Такие разрезы находятся вне области применимости принципа эквивалентности, и эффективность применения метода МТЗ может быть обеспечена при помощи привязки кривых зондирования к параметрам верхнего слоя разреза. Эта задача, как показали результаты работ, успешно решается станцией ПМТС, которая совместно с МТЛ-62 позволяет построить в условиях Северного Сахалина практически полные кривые зондирования, характеризующие геoeлектрический разрез от самых верхних горизонтов.

В 1967 г. были выполнены МТЗ на 18 пунктах различных структур с привлечением вариаций поля в диапазоне периодов 0,03-20 с. При анализе экспериментальных материалов выявлена интересная особенность в поведении кривых МТЗ при периодах выше 10 с. На территории Восточно-Сахалинского поднятия кривые, отвечающие субширотной поляризации, на бланке располагаются выше

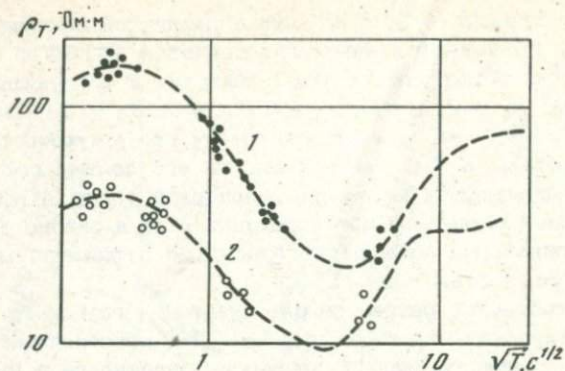


Рис. 51. Экспериментальные кривые МТЗ при широтной (1.) и меридиональной (2) поляризации; Нышская депрессия, Северный Сахалин

кривых, построенных по субмеридиональной поляризации. Для территории Западно-Сахалинского поднятия расположение кривых на бланках противоположное. Указанные закономерности в ходе экспериментальных графиков предположительно связываются с влиянием глубинного строения региона, а также с влиянием высокоомных отложений Приамурья, удаленных от Сахалина на расстояние 20-40 км [Каленов, 1974]. В разведочном диапазоне периодов расположение кривых зондирования на бланке в зависимости от характера поляризации поля, как показывает анализ экспериментального материала, должно объясняться особенностями геологического строения верхней толши разреза мощностью не более 10 км. Форма кривых МТЗ и степень их искажения зависят от мощности надпорной толши и характера неровности погребенного рельефа. В районах депрессий в поверхности опорного горизонта кривые МТЗ характеризуются глубоким минимумом, причем конфигурация их не зависит от поляризации поля. Наблюдаемое почти для каждого пункта смещение кривых, построенных для ортогональных направлений поляризации поля, по-видимому, может быть вызвано явлением обтекания электрическим током структур, в разрезе которых имеются пласты высокого сопротивления. На таких разрезах при продольной поляризации распределение плотности тока на площади неодинаково, она максимальна в области депрессий и минимальна над положительными формами погребенного рельефа. В связи с этим над антиклинальными структурами по сравнению со слоистой горизонтальной однородной средой значения  $\rho_T$  получаются заниженными.

В условиях положительных форм погребенного рельефа Северного Сахалина кривые МТЗ имеют сравнительно широкий минимум небольшой амплитуды. Такая форма характерна для Восточно-Сахалинского поднятия, на территории которого низкоомные осадки неогена разделены песчаниками повышенного сопротивления. Значе-

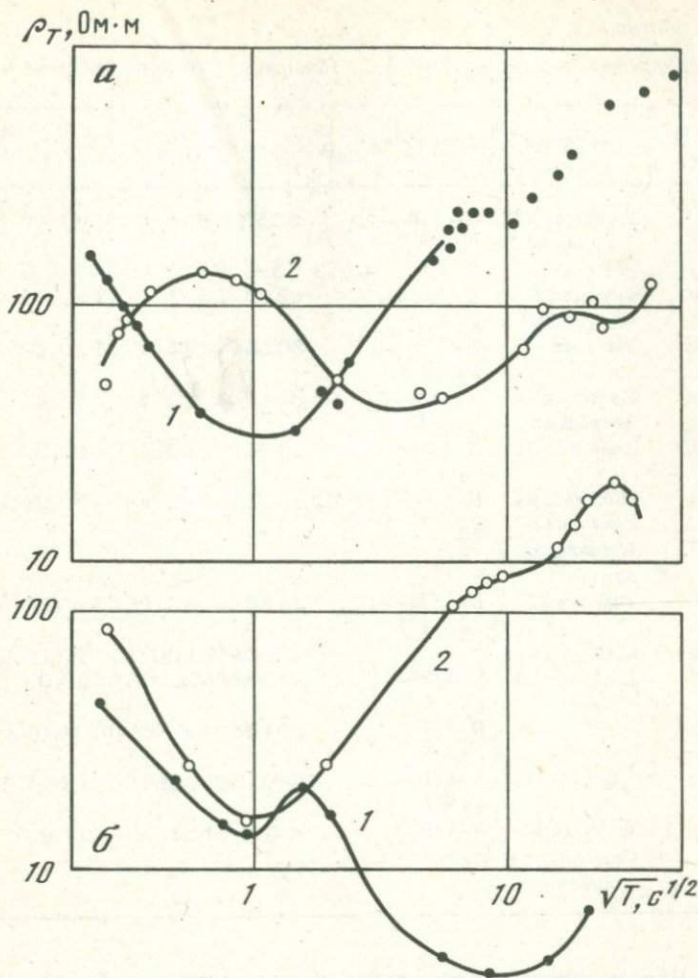


Рис. 52. Экспериментальные кривые МТЗ при широтной (1) и меридиональной (2) поляризации поля

*a* – Восточно-Сахалинское поднятие; *б* – Западно-Сахалинское поднятие

ния  $\rho_T$  в зоне минимума кривых близки к истинному значению сопротивления общей толщи неогена. В некоторых пунктах наблюдается зависимость конфигурации экспериментальных графиков от азимута оси поляризации электрического поля. О характере поведения кривых зондирования в области положительных форм погребенного рельефа дает представление рис. 52, *a*. Различная конфигурация экспериментальных графиков может свидетельствовать о наличии в разрезе Восточно-Сахалинского поднятия толщи пород высокого сопротивления, являющейся экраном для субмеридиональной поляризации

Таблица 13

Результаты интерпретации МТЗ; Северный Сахалин, 1966-1967 гг.

Номер МТЗ	Структура	Палетка	$h_1, \text{ м}$	$\rho_1, \text{ Ом} \cdot \text{ м}$	$S_1, \text{ см}$	$S, \text{ см}$	$S_2, \text{ см}$	$\rho_2, \text{ Ом} \cdot \text{ м}$	$h_2, \text{ м}$	$H, \text{ м}$	$H_{\text{бур}}, \text{ м}$	% расх.	$\rho_{T_{\text{мин}}}, \text{ Ом} \cdot \text{ м}$	$\rho_1', \text{ Ом} \cdot \text{ м}$	$H = \rho_1' S, \text{ м}$
1	Байкальская депрессия	$H-1/8-\infty, \nu_2 = 1$	3550	75	47,0	360	313	9,0	2817	6367			21,8	17,8	6450
43	Там же	" "	1980	75	26,6	240	214	9,0	1926	3906	4200	7,2	22,0	18,0	4330
41	Валская депрессия	$H-1/4-\infty, \nu_2 = 3$	1230	45	27,0	340	313	13,0	4090	5320			23,0	18,8	6400
45	Там же	$H-1/16-\infty, \nu_2 = 1$	3075	160	19,0	340	321	13,0	4170	7245			25,5	21,2	7200
9	Нышская депрессия	$H-1/8-\infty, \nu_2 = 1$	2240	92	24,0	360	336	13,0	3024	5264	6000	12,2	18,0	14,7	5280
100	Там же	$H-1/16-\infty, \nu_2 = 1$	1475	93	16,0	405	389	13,0	3500	4975			15,0	12,2	5150
30	Энгиапальская антиклинальная зона	$H-1/8-\infty, \nu_2 = 1$	2000	60	33,0	325	292	7,0	2044	4044	3800	6,4	12,5	10,3	3340
57а	Там же	$H-1/32-\infty, \nu_2 = 1/2$	2430	80	30,0	549	519	2,5	1295	3725			9,0	7,3	4000
76	"	" "	2300	100	23,0	427	404	3,1	1249	3549			12,0	10,0	4270
91	"	$H-1/2-\infty, \nu_2 = 3$	800	32	25,0	232	198	13,0	2580	3360			17,0	14,1	3280
92	"	$H-1/4-\infty, \nu_2 = 3$	1040	33	31,0	626	595	5,2	3095	4135			8,0	6,6	4140
101	"	$H-1/16-\infty, \nu_2 = 1$	800	186	4,0	137	133	7,7	1020	1830			16,0	13,3	1860
80	Восточно-Сахалинское поднятие	$H-1/4-\infty, \nu_2 = 4$	920	34	27,0	302	275	13,0	3580	4500			16,0	13,0	4060

поля. В этом случае достоверную информацию о глубинных параметрах разреза содержит кривая, построенная по субширотной поляризации поля. Интерпретация этой кривой дает глубину залегания второго слоя пониженного сопротивления и опорного горизонта соответственно в 1900 и 2500 м. Эти данные согласуются с общими геологическими представлениями о строении района работ. Из приведенных на рис. 52, а кривых МТЗ отчетливо видна значимость использования повышенного диапазона частот вариаций естественно-го поля, при помощи которого стало возможным обоснованно подойти к геологическому истолкованию экспериментального материала [Владимиров и др., 1971].

Различное поведение кривых при  $T > 4$  с, показанных на рис. 52, б, может быть объяснено наличием на территории Западно-Сахалинского поднятия крутого контакта с породами высокого сопротивления. Компонента электрического поля, перпендикулярная

такому контакту, ослаблена, так как электрический ток приобретает преимущественное направление, параллельное контакту (краевой эффект). Поэтому в условиях Западно-Сахалинского поднятия достоверную информацию может содержать кривая, отвечающая субмеридиональной поляризации электрического поля. Очевидно, что использование осредненной кривой МТЗ для целей геологической интерпретации на разрезах, содержащих высокоомные экраны и крутые границы раздела, не может быть рекомендовано.

Приведенные примеры искаженных кривых МТЗ свидетельствуют о сложном геологическом строении региона. Сложной тектоникой, по-видимому, можно объяснить несовпадение ориентировки главных диаметров круговых диаграмм импеданса и магнитного параметра, построенных для некоторых пунктов по возмущениям типа  $Pc3$ . Эта ориентировка, как известно, связывается со строением среды пунктов наблюдения.

Таким образом, каждая кривая МТЗ при интерпретации требует специального подхода. Однако во всех случаях при определении глубины залегания опорного горизонта следует использовать первую восходящую ветвь кривых, которая иногда слабо выражена. Изломы восходящей ветви, наблюдаемые в условиях горизонтальной неоднородности высокоомного опорного горизонта о. Сахалин, омываемого мощными толщами морской воды низкого сопротивления, по нашему мнению, должны быть отбракованы. Отметим, что этот вывод подтверждается также результатами работ на территории Предкавказья. Выполненные на этой территории МТЗ искажены, и использование при интерпретации второй восходящей ветви привело к неверной трактовке геологического строения верхней толщи региона. Переинтерпретация материала по первой восходящей ветви дала глубины залегания разновозрастного фундамента, удовлетворительно совпадающие с данными бурения и метода отраженных волн [Владимиров, Денискин, 1976].

Возможности метода МТЗ в диапазоне периодов 0,03–100 с в сложных геоэлектрических условиях Северного Сахалина отчетливо выявляются при анализе табл. 13. Интерпретация выполнена двумя способами: а) с помощью теоретических кривых определены параметры каждого слоя разреза; б) при помощи продольного сопротивления  $\rho_l$  надопорной толщи произведена оценка ее мощности. Приближенное значение  $\rho_l$  получено из зависимостей отношения  $\rho_l/\rho_{\min}$  от параметров трехслойного разреза [Завадская, 1964]. Для разреза Северного Сахалина, характеризующегося преимущественно параметрами  $\nu_2 = 1-2$ ,  $\mu_2 = 1/8-1/16$ , продольное сопротивление надопорной толщи должно составлять  $0,82 \rho_{\min}$ .

Из табл. 13 видно, что сопротивление слоев, слагающих надопорную толщу, в пределах Северного Сахалина непостоянно. Так, сопротивление верхнего слоя – песчано-глинистых отложений плиоцена и верхнего миоцена – изменяется от 20 до 190 Ом·м. Сопротивление промежуточного слоя также непостоянно. Наибольшие его изменения, в пределах 2,5–13 Ом·м, отмечены на территории Энгапальской антиклинальной зоны. Для большинства пунктов в районе Байкальской и Нышской депрессий значения  $\rho_2$  устойчивы и составляют около 9,0 Ом·м. В пределах Валской депрессии сопротивление промежуточного слоя повышено (13 Ом·м), что, по видимому, связано с увеличением в нем песчаных отложений. Продольное сопротивление  $\rho_l$  надопорной толщи также непостоянно на исследованной территории. Наибольшие изменения этого параметра, от 3,0 до 14,0 Ом·м, отмечены на территории Энгапальской антиклинальной зоны.

Значения параметра  $\nu_2$  для Северного Сахалина, как видно из табл. 13, незначительны и преимущественно близки к единице. Нередки случаи уменьшения их до 0,5. Указанные значения  $\nu_2$  неблагоприятны для метода ВЭЗ на постоянном токе, так как они находятся в области применимости принципа эквивалентности. По этой причине использование методов постоянного тока на террито-

при Северного Сахалина встречает значительные трудности. Для метода МТЗ на разрезах типа  $H$  пределы применимости принципа эквивалентности незначительны и имеют место, как видно из рис. 26 при  $\nu_2 < 0,5$ . Поэтому при условии привязки кривой МТЗ к параметрам верхнего слоя разреза магнитотеллурический метод дает достаточно надежные сведения о параметрах нижних слоев. Сопоставление результатов различных способов интерпретации указывает на удовлетворительную их сходимость в отношении глубины залегания опорного горизонта. Расхождения в данных для отдельных пунктов обусловлены, по-видимому, погрешностями в определении  $\rho_2$ .

С 1968 г. на Северном Сахалине используются два комплекта ПМТС, изготовленных ОКБ ИФЗ АН СССР и переданных Охинскому геологоразведочному тресту. Накопление полных кривых МТЗ позволило построить карту равных значений  $\rho_2$  [Альперович и др., 1973]. По значению сопротивления второй слой разделен на три типа: преимущественно глинистый ( $\rho_2 < 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ), глинисто-песчаный ( $\rho_2 = 5-15 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ) и песчано-глинистый ( $\rho_2 = 15-25 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ). К глинисто-песчаному разрезу с  $\rho_2 = 5-15 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  приурочены известные промышленные запасы нефти, поэтому наиболее перспективными в этом отношении можно считать зоны с указанным сопротивлением в Байкальской, Нышской и Валской депрессиях.

Данные интерпретации полных кривых МТЗ положены в основу карт поверхностей опорного горизонта и слоя пониженного сопротивления. Эти карты удовлетворительно отражают поведение погребенных рельефов на территории Северного Сахалина. Максимальные мощности надпорной толщи порядка 10 км отмечены в северной части Байкальской депрессии, а наименьшие - около 1500 м в северной части Западно-Сахалинского антиклинория. Поведение поверхности низкоомного слоя в общих чертах повторяет рельеф опорного горизонта.

Таким образом, использование ПМТС в сложных геологических условиях Сахалина оказалось успешным. Регистрируемый этой станцией диапазон периодов вариаций естественного электромагнитного поля обеспечил решение задачи по изучению геологического строения верхней толщи разреза, являющейся перспективной для разведки нефтяных месторождений.

В заключение следует отметить, что применение станций ПМТС не увеличило длительности наблюдения на каждом пункте по сравнению с работой на станции МТЛ-62. Наоборот, при условии непрерывного наблюдения за характером электромагнитного поля достаточное для построения кривой зондирования число вариаций в диапазоне 0,1-10 Гц регистрировалось в течение 2-3 дней.

## Магнитотеллурические исследования на кристаллических массивах

Наличие в разрезе высокоомного экрана, как было показано на примере пятислойного разреза Припятской впадины, ведет к снижению разрешающей способности метода МТЗ. При глубинных исследованиях в качестве такого экрана можно рассматривать кристаллические породы земной коры. Удельное сопротивление этих пород в связи с их большой мощностью не постоянно, а постепенно уменьшается с увеличением глубины. Такой характер изменения электропроводности в пределах высокоомного экрана значительно осложняет интерпретацию глубинных МТЗ. Методики интерпретации, не учитывающие специфических особенностей разреза земной коры и верхней мантии, часто приводят к ошибочным оценкам глубинных параметров. В условиях низкой разрешающей способности глубинных МТЗ достоверность интерпретации, по нашему мнению, может быть повышена за счет привлечения параметрических данных, как это осуществляется в практике электроразведочных работ на постоянном токе. Необходимые для интерпретации глубинные параметры верхней толщи земной коры, по-видимому, можно получить на обнажениях монолитных кристаллических пород очень высокого сопротивления. В связи с этим большое внимание уделялось магнитотеллурическим исследованиям на кристаллических массивах.

Известно, что глубина проникновения электромагнитных волн одной и той же частоты увеличивается с ростом электрического сопротивления среды. Поэтому оценка характера распределения электропроводности по глубине на высокоомных разрезах оказывается возможной при использовании вариаций естественного электромагнитного поля повышенной частоты в интервале 0,06–20 Гц. Магнитотеллурические исследования с использованием такого диапазона частот вариаций выполнялись главным образом на кристаллических массивах кислого состава: гранитах и гранодиоритах. Они осуществлены в рекогносцировочном порядке на Балтийском щите, Кокчетавской глыбе, Украинском кристаллическом массиве и Карасьевском массиве Среднего Урала. Горизонтальная неоднородность массивов потребовала длительной регистрации вариаций естественного поля, которая на каждом пункте магнитотеллурических работ проводилась в течение не менее одного месяца. Достаточно большой объем экспериментального материала обеспечил надежную оценку структуры наблюдаемого поля и построение кривых зондирования.

## Ловозерский массив Балтийского щита

Балтийский щит, в состав которого входит Кольский полуостров, обладает блоковым строением. Территория восточной части Кольского полуострова включает в себя Мурманский и частично Беломорский блоки и разделяющую их Кольскую зону карелид.

Мурманский блок сложен преимущественно плаггиогнейсами, гранитами и гранодиоритами архейского и протерозойского возраста. Гранодиориты, обладающие выдержанной петрографической характеристикой, имеют удельное сопротивление порядка  $10^4$  Ом·м. Небольшая роль в строении блока принадлежит более молодым образованиям. В частности, вдоль северной и северо-восточной границ блока развиты терригенные породы (песчаники, сланцы, конгломераты), сопротивление которых составляет около  $10^3$  Ом·м [Жемалетдинов, 1976].

Беломорский блок сложен такими же породами. Однако преимущественное распространение в пределах этого блока получили гнейсы, удельное сопротивление которых колеблется в широких пределах, достигая максимальных значений  $10^4$  Ом·м. В пределах блока встречаются маломощные терригенные породы, сохранившиеся в виде останков вдоль южного побережья полуострова.

Кольская зона карелид характеризуется развитием амфиболо-гнейсовых и зеленокаменных образований. С Мурманским блоком она граничит по широкой зоне Кольско-Кейвского взбросо-надвига. Южная граница ее определяется неуверенно. Гнейсы слагают фундамент осадочно-вулканогенной серии протерозоя, развитой на территории Беломорского блока и Кольской зоны карелид. Осадочно-вулканогенная толща пород, пересекающая восточную часть Кольского полуострова в субширотном направлении, в связи с приуроченностью к ней проводящих скоплений обладает низким сопротивлением и образует в плане зоны проводимости в несколько десятков километров. Таким образом, строение Беломорского блока и Кольской зоны карелид неоднородное. Сопротивление слагающих их пород в горизонтальном направлении изменяется на несколько порядков.

В структурном отношении Мурманский блок представляется наиболее стабильным, а Беломорский блок и Кольская зона карелид относятся соответственно к антиклинорной и синклинорной подвижным структурам. Широко развиты на Балтийском щите разломы различного простирания. Щелочной Ловозерский массив, на котором осуществлены магнитотеллурические исследования, находится в зоне так называемого второго сверхглубинного разлома, рассекающего всю земную кору и уходящего, вероятно, в мантию [Токарев, 1972].

Электропроводность пород Кольского полуострова изучалась как в естественном залегании, так и на образцах в лаборатории при высоких температурах и давлениях [Бондаренко, 1968; Жемалетдинов, 1976]. По данным электроразведки на постоянном токе сопротивление изверженных пород до глубин в несколько километров на территории Ловозерского массива колеблется в пределах  $5 \cdot 10^3$  -

$5 \cdot 10^4$  Ом·м. Породы коры выветривания и покрывающие их осадочные отложения имеют сопротивление  $\sim 1000$  Ом·м [Новицкий, 1968].

Кривые МТЗ для района п. Ловозеро по материалам наблюдения естественного электромагнитного поля строились неоднократно. Так, по записям вариаций поля с разверткой 20 и 90 мм/ч за 1960 г. была построена кривая зондирования в диапазоне периодов 20–400 с [Рокитянский и др., 1963]. При ее построении использовались наиболее четко выраженные колебания с поляризацией электрического и магнитного полей, по возможности близкой к линейной.

По записям опытного макета магнитостатической станции, испытываемой на геофизической обсерватории Ловозеро, построена кривая МТЗ в интервале периодов 1–900 с [Егоров, Черноземова, 1965]. Определение значений главного импеданса было проведено способом отношения видимых амплитуд. В области наименьших периодов правильность построения кривой вызывает сомнение, так как при обработке, по-видимому, не были учтены особенности структуры наблюдаемого поля. Указанные исследования не позволили получить четкую левую ветвь кривых зондирования, необходимую для привязки к изученным верхним слоям геоэлектрического разреза и повышающую таким образом достоверность данных интерпретации. В связи с этим возможности магнитотеллурического метода на Ловозерском массиве не были в достаточной степени выяснены.

В 1963–1965 гг. на территории геофизической станции с помощью аппаратуры ПМТС проведена синхронная регистрация возмущений пяти компонент электромагнитного поля ( $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) в диапазоне периодов 0,125–16 с [Владимиров, 1969]. Во время проведения работ естественное поле, как показал анализ осциллограмм, имело сложную структуру. Характеристика магнитного поля в указанном районе довольно подробно рассмотрена в главе I. Здесь же только отметим, что магнитное поле было поляризовано преимущественно эллиптически, в то время как электрическое поле за тот же промежуток времени характеризовалось близкой к линейной поляризацией. Большие оси эллипсов поляризации магнитного и электрического полей составляли углы  $75$ – $155^\circ$ . Ортогональность их за длительный период наблюдений на частотах 0,3–0,7 Гц отмечена лишь для 20 возмущений. По этим возмущениям определены значения главного импеданса в направлении преимущественной канализации земных токов (азимут  $295^\circ$ ) с разбросом около 10% от среднего значения (рис. 53).

По материалам работ 1963–1965 гг. для субмеридиональной поляризации электрического поля удалось построить только начальную ветвь кривой. Наиболее уверенно построена кривая МТЗ для субширотной поляризации поля (по максимальным значениям импеданса). Как видно из рис. 54, она свидетельствует о трехслойном разрезе верхней части земной коры. Промежуточный слой, как показывает анализ экспериментального графика, имеет сопротивление порядка  $10^4$  Ом·м, что соответствует сопротивлению монолитных изверженных пород Ловозерского массива. Правая нисходящая ветвь,

Рис. 53. Круговые диаграммы главного импеданса; п. Ловозеро, Мурманская обл.

1 - на частоте 0,7 Гц; 2 - на частоте 0,3 Гц

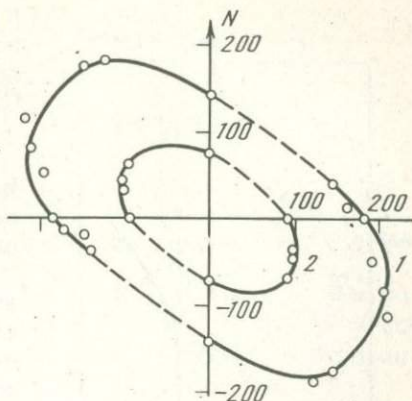
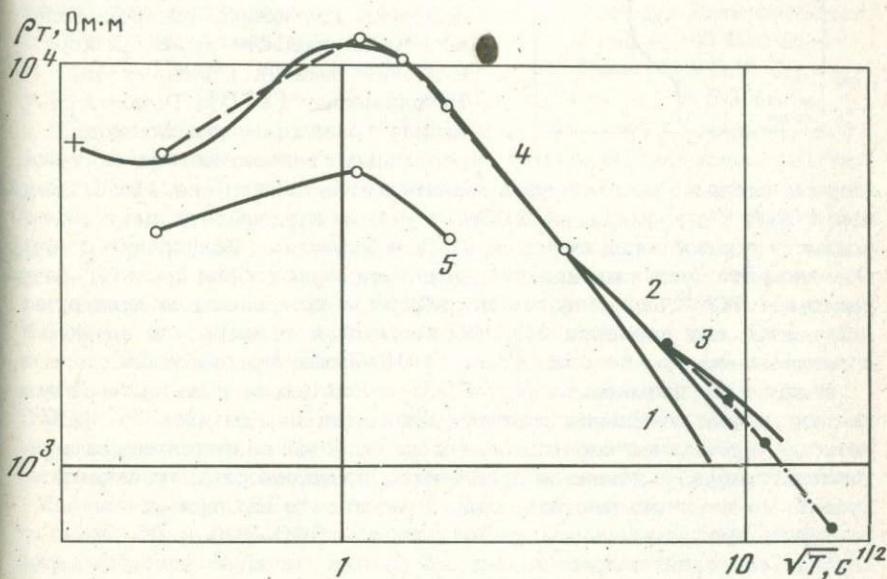


Рис. 54. Кривые МТЗ; п. Ловозеро, Мурманская обл.

1-3 - теоретические кривые; 4 и 5 - экспериментальные кривые при субширотной и субмеридиональной поляризации электрического поля. Темные кружки - данные 1960 г. [Рокитянский и др., 1963]; светлые - данные 1964-1965 гг.



составляющая с осью абсцисс угол около  $50^\circ$ , свидетельствует о невысоком сопротивлении подстилающих пород. Нисходящие ветви кривых, построенных в разные годы для различного интервала периодов, как видно из рис. 54, несколько смещены друг относительно друга по вертикали. Это смещение, по-видимому, вызвано горизонтальной неоднородностью разреза, приведшей к нарушению прямой пропорциональной зависимости между измеряемой разностью потенциалов и длиной измерительной линии. Поэтому длина приемной линии могла вносить некоторую погрешность в результат расчета напряженности электрического поля, отнесенной к одному километру. Эта погрешность в широтном направлении (при длине измеритель-

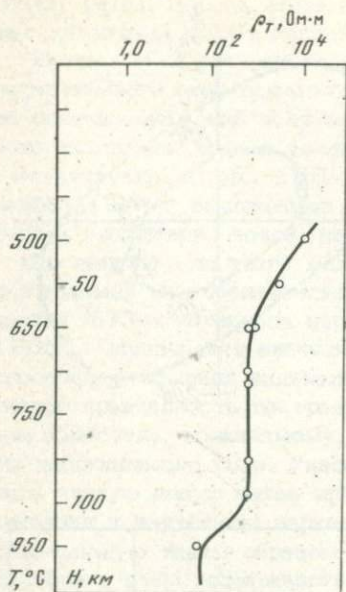


Рис. 55. Распределение удельного сопротивления субстрата верхней мантии с учетом данных С. Кларка [Clark, Ringwood, 1964]

ных линий в 200 и 400 м) составляла 20%, а в меридиональном (при длине линий в 25 и 125 м) — 10%.

Несмотря на возможное искажение кривой МТЗ, построенной по материалам наблюдений в разные годы, попытаемся определить степень соответствия результатов ее интерпретации с распределением теплового потока. С этой целью были рассмотрены возможные распределения электропроводности в земной коре и верхней мантии [Владимиров, Бондаренко, 1970]. Геоэлектрические разрезы строились для различных вариантов глубинно-

го распределения температур в области щитов [Любимова, 1968; Смирнов, 1967; Clark, Ringwood, 1964] с учетом зависимости электропроводности горных пород от температуры и давления [Бондаренко, 1968]. Отметим, что величины электропроводности горных пород при температурах выше  $700^\circ$  определялись посредством экстраполяции данных, полученных при давлении  $20\ 000\ \text{кг/см}^2$  и температуре до  $700^\circ$  и при температуре до  $1200^\circ$ , но при атмосферном давлении.

В качестве примера на рис. 55 в соответствии с данными Кларка дан график изменения электропроводности перидотитов со сравнительно небольшим содержанием железа. Если аппроксимировать участки графика с плавным изменением проводимости ступенчатой кривой, то верхнюю мантию можно представить из двух слоев, характеризующихся удельным сопротивлением 500–800 и 80 Ом·м. Глубина залегания вещества верхней мантии согласно рис. 55 определится ориентировочно в 40–50 км. Также ориентировочно определится и мощность верхнего слоя мантии. По рассмотренным вариантам распределения температур она соответственно равна 25, 55 и 90 км.

По приведенным геоэлектрическим разрезам земной коры и верхней мантии рассчитаны теоретические кривые, представленные в сопоставлении с экспериментальным графиком на рис. 54. При расчете этих кривых, шифр которых дан в табл. 14, принято, что земная кора состоит из двух слоев мощностью 17 и 34 км и сопротивлением соответственно  $5 \cdot 10^3$  и  $5 \cdot 10^4$  Ом·м.

Экспериментальный график, как видно из рис. 54, наилучшим образом совпадает с теоретической кривой 2, отвечающей варианту

Таблица 14

Параметры теоретических кривых

№ кривой на рис. 5-4	Вариант распределения температуры	$h_1$ , км	$\rho_1$ , Ом·м	$\nu_2$	$\rho_2$	$\nu_3$	$\rho_3$	$\nu_4$	$\rho_4$
1	Любимова, 1968	17,0	$5 \cdot 10^3$	2,0	7,8	1,49	0,094	$\infty$	0,0125
2	Clark, Ringwood, 1964	17,0	$5 \cdot 10^3$	2,0	7,8	3,30	0,094	$\sim$	0,0125
3	Смирнов, 1967	17,0	$5 \cdot 10^3$	2,0	7,8	5,40	0,094	$\infty$	0,0125

глубинного распределения температур по С. Кларку. Интерпретация МТЗ приводит к следующим данным:  $h_1 = 16,8$  км,  $\rho_1 = 5400$  Ом·м,  $S_1 = 3,1$  См,  $h_2 = 33,6$  км,  $\rho_2 = 5 \cdot 10^4$  Ом·м,  $S_2 = 0,7$  См,  $h_3 = 55$  км,  $\rho_3 = 600$  Ом·м,  $S_3 = 91$  См,  $h_4 = \infty$ ,  $\rho_4 = 80$  Ом·м.

Таким образом, данные интерпретации МТЗ свидетельствуют о сравнительно высоком сопротивлении вещества мантии, находящегося вблизи нижней границы земной коры. Полученные значения сопротивлений для пород земной коры находятся в удовлетворительном согласии с данными ВЭЗ на постоянном токе.

Глубинные магнитотеллурические исследования на Балтийском щите выполнялись главным образом на территории развития вулканогенных отложений с целью поисков продуктивных свит. Обнаруженные МТЗ на глубинах 7–20 км проводящие слои связывались с влиянием рудных скоплений, а также границы Конрада [Лазарева, 1964]. Однако выводы из экспериментальных наблюдений в условиях крутопадающих проводящих слоев вызывают сомнение, так как на результатах исследований могло отразиться их боковое влияние [Жемалетдинов, 1976]. Район п. Ловозеро расположен на значительном расстоянии от проводящих объектов, а поэтому их влияние на результаты МТЗ, по нашему мнению, было незначительным. Для уточнения глубинных параметров Балтийского щита целесообразно выполнить глубинные МТЗ на обнажениях кристаллических пород в других районах. Наиболее благоприятной для этой цели является южная часть Мурманского блока.

### Жунейский и Боровский массивы Кончетавской глыбы

Кончетавская глыба, формирование которой закончилось в начале кембрия, сложена древними породами: кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, порфироидами и кварцитами архея и протерозоя [Морозов и др., 1970]. Широко развиты на этой территории интрузивные породы типа гранодиоритов. Особенностью региона

являются его большие горизонтальные размеры, достигающие в широтном направлении 240–300 км и в меридиональном 200 км, а также повышенная глубина залегания границы Мохоровичича, равная 52–55 км.

На других жестких глыбах, представляющих собой докембрийские и палеозойские сооружения, земная кора обычно имеет мощность около 40 км.

По данным ГСЗ на Кокчетавской глыбе отмечены районы с резким затуханием и прекращением регистрации волн, преломленных на границе Мохоровичича. Это свидетельствует, по-видимому, о специфическом тектоническом режиме региона. Обнаруженные эклогитовые образования, возраст которых составляет 1,7–2,0 млрд. лет, подтверждает возможность наличия резко дислоцированной зоны, захватывающей земную кору на всю ее мощность.

Электрическое сопротивление пород, слагающих Кокчетавскую глыбу, изменяется в широких пределах. Так, сопротивление гранодиоритов зависит от трещиноватости и согласно ВЭЗ на постоянном токе колеблется от 300 до 25000 Ом·м, т.е. различается примерно на два порядка. Электрические параметры пород этого региона в большом объеме исследовались на образцах в лабораторных условиях. Практический и теоретический интерес представляют исследования электропроводности коровых эклогитов Кокчетавской глыбы, залегающих среди пластов слюдяных сланцев зерендинской серии. Результаты этих исследований в сопоставлении с параметрами мантийных эклогитов, найденных в виде ксенолитов в кемберлитовых телах Якутии, приведены на рис. 56 и 57 [Бондаренко, 1968].

При высоких температурах и давлениях, как видно из рис. 56, электропроводность коровых эклогитов примерно на два порядка выше мантийных. Электропроводность эклогитов, как и других пород, зависит главным образом от температуры, изменение же давления до 20 кбар, как видно из рис. 57, приводит к незначительному изменению сопротивления. Сопоставление различных пород Кокчетавской глыбы по электропроводности показывает, что коровые эклогиты по указанному параметру близки к амфиболитам, а мантийные – к гранитам. Следует отметить, что приведенные на рис. 56 и 57 данные получены на обезвоженных образцах горных пород. Поэтому значения электропроводности, по-видимому, на несколько порядков занижены относительно реальных, о чем свидетельствуют результаты лабораторных исследований с влажными образцами пород [Пархоменко, 1971].

Магнитотеллурические исследования на Кокчетавской глыбе впервые были проведены в 1962 г., а затем продолжены в 1970–1971 гг. Пункты наблюдений располагались на Боровском и Жукейском массивах, сложенных гранодиоритами, залегающими под измененными породами мощностью около 1 м и сопротивлением 1000 Ом·м. Верхняя толща трещиноватых гранодиоритов, характеризующих, по-видимому, кору выветривания, имеет сопротивление соответственно 5000 и 3000 Ом·м. Удельное сопротивление мо-

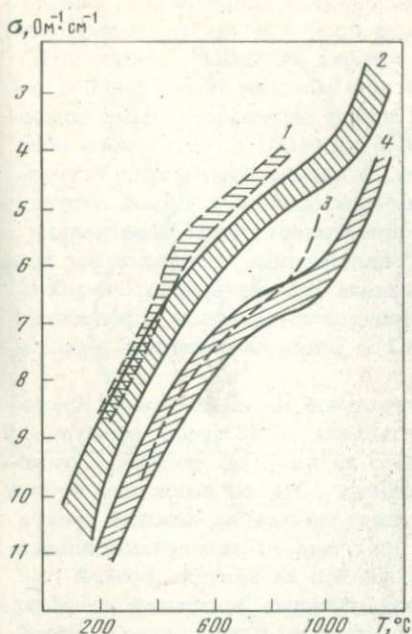


Рис. 56. Пределы изменения электропроводности пород при атмосферном давлении [Бондаренко, 1968]

1 - амфиболиты; 2 - кокчетавские эклогиты; 3 - гранит ортоклазовый; 4 - мантийные эклогиты

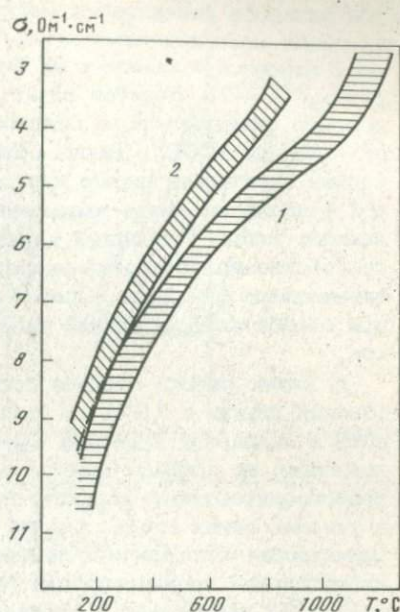


Рис. 57. Пределы изменения электропроводности Кокчетавских эклогитов [Бондаренко, 1968]

1 - при атмосферном давлении; 2 - при давлении 20 000 кгс/см<sup>2</sup>

нолитных гранодиоритов на глубине около 30 м на территории Жукейского массива составляет  $10^4$  Ом·м.

На каждом пункте магнитотеллурических работ осуществлена синхронная регистрация шести компонент электромагнитного поля в диапазоне периодов 0,125–100 с. Вертикальная компонента электрического поля регистрировалась при помощи вертикальных измерительных линий, расположенных в скважинах. Анализ полученных осциллограмм указал на большую интенсивность горизонтальных компонент электрического поля, обусловленную высокоомным характером геоэлектрического разреза (см. табл. 1). Амплитуда вертикальной компоненты  $E_z$  на Боровском и Жукейском массивах при длине измерительных линий 50 и 40 м соответственно составляла  $0,3 E_{гор}$  и  $0,7 E_{гор}$ . Заниженные значения  $E_z$  для Боровского массива, по-видимому, обусловлены дроблением пород в зоне разлома, в которой пробурена скважина.

Большие оси эллипсов поляризации электрического поля за период наблюдения на Боровском и Жукейском массивах ориентиро-

вались преимущественно в северо-восточном направлении. Большие оси эллипсов поляризации магнитного поля для тех же возмущений на обоих массивах изменялись в пределах  $90-180^\circ$ . Более 50% всех зарегистрированных на Жукейском массиве возмущений с периодом  $0,7-25$  с имели сдвиг фаз между горизонтальными компонентами электрического поля от  $-40$  до  $+40^\circ$ , а магнитного поля от  $-140$  до  $-200^\circ$ . Таким образом, в период наблюдения естественное электромагнитное поле характеризовалось сложной структурой с наличием четко выраженной преимущественной канализации земных токов. Различный характер поляризации составляющих поля способствовал обработке экспериментального материала способом наименьших квадратов. Способ кажущихся импедансов использован при обработке возмущений типа  $Pc1$  и электромагнитных резонансов.

С целью оценки степени горизонтальной неоднородности Кокчетавской глыбы в 1971 г. была проведена регистрация возмущений поля в диапазоне периодов  $20-100$  с на четырех пунктах, расположенных на профиле Зеренда - Макинск. Эти исследования носили рекогносцировочный характер и осуществлялись на каждом пункте в течение одних суток. Анализ построенных по экспериментальным материалам импедансных диаграмм указал на наличие резкой горизонтальной неоднородности разреза. Влияние последней на результаты МТЗ возрастает с увеличением периода используемых вариаций. Оно настолько велико, что значения главных импедансов по малой оси круговых диаграмм становятся близкими нулю. Большие оси круговых диаграмм главного импеданса ориентируются по простиранию тектонических нарушений и контактов пород с различной проводимостью. Дополнительные импедансы, круговые диаграммы которых приобретают сложную форму, становятся достаточно большими. Наиболее благоприятным районом для глубинных исследований оказался Жукейский массив. Об этом свидетельствуют приведенные на рис. 58 импедансные диаграммы, характеризующие в диапазоне периодов  $0,125-40$  с указанный массив как двумерную неоднородную среду.

Максимальные значения импеданса в условиях Кокчетавской глыбы определяются в направлении, совпадающем с простиранием тектонических нарушений, и по общепринятым соображениям должны отвечать продольной поляризации электрического поля. Однако анализ поведения компоненты  $E_z$  приводит к другим выводам. Интенсивность этой компоненты определяется не только характером распространения электромагнитных волн, но и степенью неоднородности среды. На неоднородных средах максимальные значения ее, как показали изложенные в главе I результаты экспериментальных исследований, фиксируются при ориентации электрического поля вкrest простирания структур. Поэтому практически идентичная ориентация главных диаметров круговых диаграмм главного импеданса и отношения  $E_z/E_{гор}$  могут свидетельствовать о том, что максимальные значения импеданса должны отвечать поперечной, а минимальные -

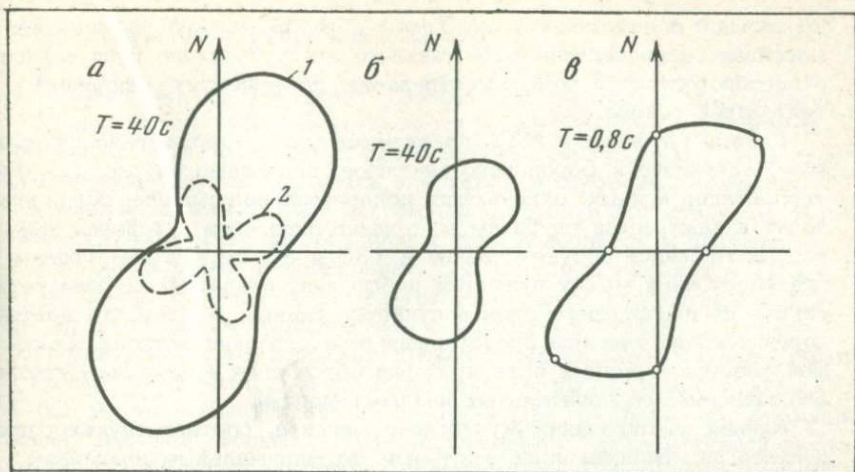


Рис. 58

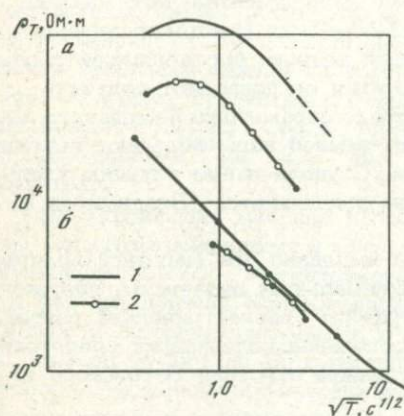


Рис. 59

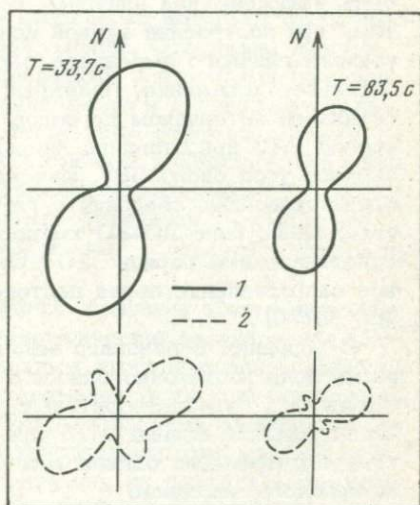


Рис. 60

Рис. 58. Круговые диаграммы главного (*a*, 1), дополнительного (*a*, 2) импедансов и электрического параметра (*б*) Жукейского массива и главного импеданса Боровского массива (*в*).

Рис. 59. Экспериментальные кривые МТЗ Жукейского (1) и Боровского (2) массивов

*a* - поперечная поляризация, *б* - продольная поляризация

Рис. 60. Круговые диаграммы главного (1) и дополнительного (2) импедансов; п.Зеренда, Кокчетавская обл.

продольной поляризации поля. Таким образом, на кристаллических массивах распределение естественного электрического поля зависит от неоднородностей коры выветривания, по-видимому, связанной с тектоникой района.

Кривые глубинного МТЗ, характеризующие геоэлектрический разрез Жукейского и Боровского массивов, приведены на рис. 59. Интерпретация кривых, отвечающих поперечной поляризации поля, приводит к кажущимся глубинам до проводящего слоя в районах указанных массивов соответственно в 135 и 80 км. Таким образом, при расстоянии между пунктами наблюдения около 25 км изменение глубин до проводящего слоя получается равным 55 км, что противоречит геологическим представлениям о строении региона. Большой разброс в данных интерпретации обусловлен искажением кривых под влиянием горизонтальных неоднородностей.

Кривая зондирования Жукейского массива, соответствующая продольной поляризации поля, построена по минимальным значениям импеданса, которые в условиях Кокчетавской глыбы также могут быть искажены под влиянием горизонтальных неоднородностей. Поэтому при построении кривой использованы только те крутовые диаграммы главного импеданса, малые оси которых претерпели незначительное искажение. Надежный ход экспериментального графика ограничен интервалом периодов 0,125–40 с. В этом интервале кривая МТЗ представлена нисходящей ветвью, составляющей с осью абсцисс угол около  $50^\circ$ . Интерпретация ее позволяет получить ориентировочные сведения о глубинных параметрах Жукейского массива: на глубине 20–30 км породы земной коры обладают высоким сопротивлением порядка  $10^4$  Ом·м. С увеличением глубины удельное сопротивление пород постепенно уменьшается [Владимиров и др., 1976].

В условиях Боровского массива импеданс при широтной поляризации поля достаточно близок к минимальным значениям, поэтому кривая  $\rho_{yx}$  удовлетворительно отражает геоэлектрический разрез. Сопоставление кривых МТЗ при продольной поляризации свидетельствует о примерно одинаковом глубинном строении Боровского и Жукейского массивов.

В заключение отметим, что рекогносцировочные магнитотеллурические исследования позволили установить некоторые особенности строения верхней толщи разреза в районе п. Зеренда, расположенного на самом большом обнажении интрузивных пород Кокчетавской глыбы. Породы указанного района по сравнению с гранодиоритами Жукейского и Боровского массивов имеют удельное сопротивление примерно на порядок ниже. Зафиксирована резкая горизонтальная неоднородность разреза, о чем свидетельствует осложненная форма приведенных на рис. 60 импедансных диаграмм. Однако наличие эфлогитовых образований указывает на целесообразность выполнения на площадях со спокойным геологическим строением Зерендинского массива глубинных исследований в широком диапазоне периодов.

## Украинский кристаллический массив

Украинский массив сложен гнейсами, основными и ультраосновными породами: габбро-норитами, габбро-амфиболитами, серпентинитами, а также диоритами, гранодиоритами и гранитами. Все перечисленные породы относятся к архею и протерозою. Удельное сопротивление монолитных изверженных пород в естественном залегании согласно ВЭЗ на постоянном токе колеблется в пределах 400–10000 Ом·м, а трещиноватых и катаклазированных – 100–1000 Ом·м. Верхняя толща изверженных пород под влиянием процессов выветривания подверглась сильному изменению. Удельное сопротивление пород коры выветривания составляет 20–1000 Ом·м, а мощность колеблется в пределах 5–20 м на основных породах, 1–30 м на гранитоидах и до 70 м на гнейсах. В формировании массива большая роль принадлежит дизъюнктивной дислокации; разломами различного простирания он разбит на крупные блоки.

На кристаллическом фундаменте несогласно залегают осадочные отложения неогеновой и четвертичной систем. Отложения неогена представлены песками, глинами, алевролитами с прослоями песчаников и известняков. Мощность их увеличивается с северо-востока на юго-запад от 30 до 120 м. Четвертичные отложения лежат почти сплошным чехлом на породах неогена и докембрия. Они состоят из лесса, суглинков и песков. Максимальная мощность их не превышает 50 м. Среди осадочных отложений наименьшим сопротивлением (от 2,5 до 15,0 Ом·м) обладают глины и суглинки.

На Украинском массиве в достаточно большом объеме выполнены магнитовариационные и магнитотеллурические исследования [Рокитянский, 1975]. Магнитовариационным профилированием выявлена так называемая Кировоградская аномалия глубинной электропроводности, которая прослежена в субмеридиональном направлении от г. Херсон на юге до Воронежского кристаллического массива на севере. Магнитотеллурические исследования на площади аномалии, выполненные в диапазоне периодов 20–900 с, искажены под влиянием горизонтальных неоднородностей, приведших к изменению ориентации большой оси круговых диаграмм главного импеданса от пункта к пункту профиля на  $90^\circ$  и к значительному разбросу значений кажущегося сопротивления. Глубина залегания проводящей толщи согласно интерпретации сглаженных кривых МТЗ составляет около 40 км, а продольная проводимость ее оценивается в  $18 \cdot 10^7$  См. Использованный диапазон периодов вариаций, как видно из рис. 61, не обеспечил построения четкой начальной ветви кривых, что привело, по нашему мнению, к снижению эффективности магнитотеллурических исследований.

Магнитотеллурические исследования в диапазоне периодов 0,125–20 с с помощью аппаратуры ПМТС проведены в 1969 и 1974 гг. на трех пунктах Украинского массива: Гуго-Потиевка

(Житомирская обл.), Рахны Собоные и Тывров (Винницкая обл.). На первых двух пунктах синхронно регистрировались шесть компонент:  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $E_z$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ . Датчики горизонтальных компонент ориентировались по геомагнитной широте и геомагнитной долготе, что примерно совпадало с направлением основных осей геоэлектрических структур районов исследования. Компонента  $E_z$  изучалась при помощи измерительных линий, расположенных в вертикальных скважинах. Последние в интервале измененных кристаллических пород и рыхлых осадочных отложений имели обсадные металлические трубы. Длина приемных линий в Гуго-Потиевке и Рахнах равнялась соответственно 90 и 50 м. В районе г. Тывров вертикальные компоненты электромагнитного поля не регистрировались.

В районе Гуго-Потиевки расположен разлом субмеридионального простирания, а изверженные породы обнажены. Геоэлектрический разрез их на основании ВЭЗ на постоянном токе представляется двуслойным. Верхний слой, относящийся, по-видимому, к коре выветривания, имеет мощность около 5 м, а сопротивление — 1000 Ом·м. Подстилающий слой достаточно большой мощности обладает сопротивлением  $10^4$  Ом·м. В районах других пунктов магнитотеллурических работ развиты осадочные отложения, и следовательно, верхняя толща геоэлектрического разреза имеет многослойный характер. Кристаллический фундамент в районе этих пунктов осложнен разломами субширотного простирания.

На всех пунктах магнитотеллурических работ, разнесенных на расстояние до 200 км, естественное электрическое поле в период наблюдения, как показал анализ возмущений, имело одинаковую особенность: широтная компонента по напряженности в несколько раз превышала меридиональную. Таким образом, большая ось эллипса поляризации электрического поля всюду обладала субширотной ориентацией.

В этом же направлении зарегистрированы и максимальные значения отношения  $E_z/E_{\text{Гор}}$ , равные для пунктов Гуго-Потиевка и Рахны соответственно 0,80 и 0,14. Заниженные значения указанного отношения в п. Рахны, по-видимому, обусловлены низким сопротивлением и большой мощностью осадочных отложений и дробленных пород зоны разлома, в которой расположена скважина.

Тектонические нарушения в форме разломов могут не оказывать существенного влияния на распределение электромагнитного поля на поверхности кристаллических массивов. Это отмечено также и на Украинском массиве. На всех пунктах наблюдения, несмотря на различную ориентацию зон разломов, преимущественная канализация земных токов оказалась примерно одинаковой. Можно полагать, что распределение естественного поля при использованном диапазоне периодов зависит от общей тектонической структуры Украинского массива, а субширотное направление канализации земных токов и связанные с ним максимальные значения отношения  $E_z/E_{\text{Гор}}$  от-

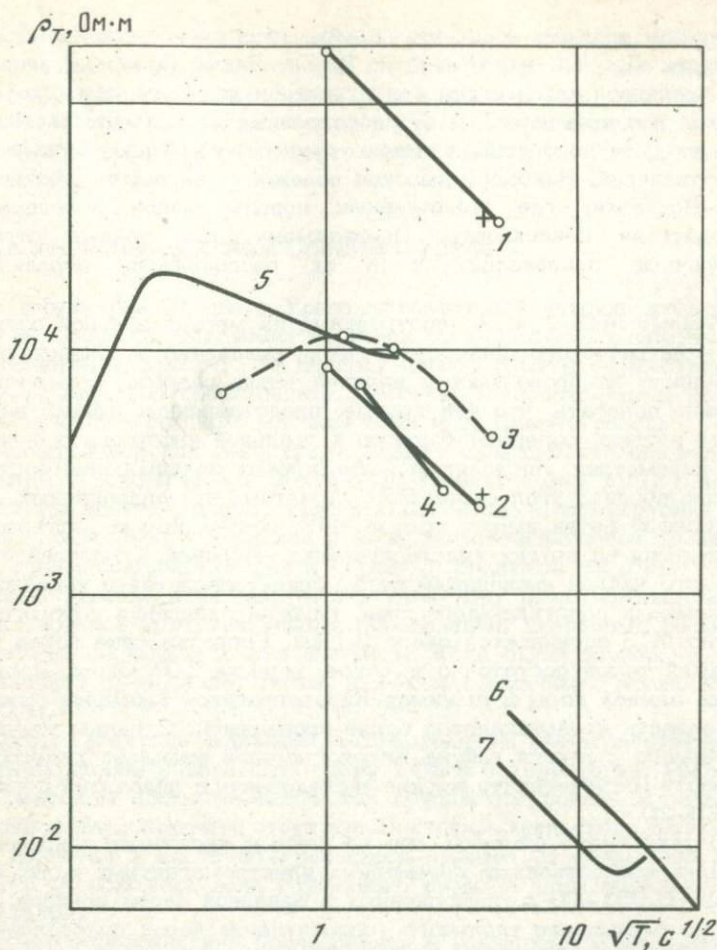


Рис. 61. МТЗ Украинского кристаллического массива  
 п. Гуго-Потиевка, Житомирская обл.; 1 - поперечная поляризация, 2 - продольная поляризация; п. Тывров, Винницкая обл.: 3 - поперечная поляризация, 4 - продольная поляризация; 5 - кривая частотного зондирования (Житомирская обл. [Эненштейн, 1974]), 6 и 7 - наименее искаженные кривые МТЗ (район Кировоградской аномалии [Рокитянский, 1975]); крестиками показаны значения  $\rho_T$  при  $T = 20$  с (п. Рахны Собоые, Винницкая обл.)

вечают поперечной поляризации электрического поля. В этом случае определяемые по меридиональной компоненте электрического поля минимальные значения импеданса, так же как и на Кокчетавской глыбе, соответствуют продольной поляризации.

Кривые зондирования, характеризующие геоэлектрический разрез районов Гуго-Потиевки и Тыврова, приведены на рис. 61. Они построены по модулям главных импедансов, определенным способом

отношения видимых амплитуд линейно поляризованных колебаний, имеющих  $H_x = 0$  или  $H_y = 0$ . Для п. Рахны Собоые вычислена лишь величина кажущегося сопротивления для периода около 20 с. Кривые зондирования 1 и 3, построенные по широтной компоненте электрического поля, смещены друг относительно друга по оси сопротивлений. Наиболее высокое положение занимает кривая для Гуты-Потиевки, где изверженные породы малой проводимости выходят на поверхность. По-видимому, эти кривые отвечают поперечной поляризации и в их расположении отразился эффект S.

Кривые МТЗ 2 и 4, построенные по меридиональной поляризации электрического поля, практически совпадают и, следовательно, не зависят от проводимости верхней толщи разреза. Это дает основание полагать, что эти кривые, представленные только нисходящей ветвью, содержат близкую к реальной информацию о глубинных параметрах. Нисходящая ветвь кривых зондирования составляет с осью абсцисс угол около  $50^\circ$ . Отметим, что аналогичный наклон нисходящей ветви имеют кривые МТЗ, полученные по материалам наблюдения на других кристаллических массивах. Отличный от предельного наклон нисходящей ветви свидетельствует о конечном сопротивлении подстилающего слоя, глубина залегания которого согласно МТЗ оценивается около 35 км. Сопротивление пород вышележащей толщи достаточно высокое, порядка  $10^4$  Ом·м. Верхняя толща земной коры в пределах Кировоградской аномалии электропроводности представляется более проводящей. С целью уточнения глубинного строения района Кировоградской аномалии целесообразно провести магнитотеллурические исследования в диапазоне периодов 0,025-20 с.

В заключение отметим, что по данным частотных зондирований (ЧЗ) на искусственных переменных электромагнитных полях в диапазоне 0,001-10 с, выполненных в западной части региона, наблюдается уменьшение удельного сопротивления пород кристаллического фундамента с незначительных глубин, зависящих от разнеса установки [Эннштейн, 1974]. Эти данные согласуются с результатами лабораторных исследований электропроводности влагонасыщенных образцов гранита, согласно которым увеличение электропроводности должно наблюдаться с глубин порядка 5 км [Пархоменко, 1971]. Все ЧЗ на территории Украинского массива проведены при помощи односторонних дипольных установок, что не позволяет оценить степень искажения под влиянием горизонтальных неоднородностей. Поэтому кривые ЧЗ допускают лишь ориентировочную оценку глубинных параметров. Наибольший интерес представляет ЧЗ, полученное с разнесом 35 км и характеризующее геоэлектрический разрез Житомирской области (см. рис. 61,5). По его данным электрическое сопротивление пород кристаллического фундамента на глубинах 10-15 км составляет около  $2 \cdot 10^4$  Ом·м, а с увеличением глубины оно постепенно уменьшается. Таким образом, результаты ЧЗ свидетельствуют о неоднородном строении верхней толщи кристалличес-

кого фундамента в западной части Украинского массива. Изучение распределения неоднородностей по глубине имеет большой интерес, а поэтому магнитотеллурические исследования в пределах кристаллических массивов должны осуществляться с привлечением высокочастотных вариаций естественного электромагнитного поля (примерно до 100Гц).

## Кристаллические массивы Среднего Урала

На территории Среднего Урала магнитотеллурические исследования в расширенном диапазоне периодов от 0,125–50 с впервые были выполнены в 1972 г. За полевой период работы осуществлены в двух районах; на гранитоидных массивах Шиловско-Коневской группы и на габброидном массиве вблизи г. Нязепетровск.

Средний Урал, как известно, обладает сложным геологическим строением [Селиверстов и др., 1971; Иванов и др., 1972]. Палеозойский фундамент региона сложен амфиболитами, порфиритами и их туфами, гранитами, угленосной и известняково-сланцевой толщами и т.д. Мезокайнозойские толщи образуют сплошной покров в восточной части региона. Они включают в себя кору выветривания палеозойских пород и континентальные образования: кварцевые пески, железистые песчаники и конгломераты. Кора выветривания, в составе которой преобладает глина, имеет максимальную мощность 30–40 м.

Породы гранитной формации распространены преимущественно на восточном склоне и занимают около 14% его территории. Гранитоидные массивы Шиловско-Коневской группы приурочены к области сочленения двух крупных структур: Восточно-Уральского палеозойского поднятия и Восточно-Уральского прогиба. В сочленении этих структур расположена зона глубинного разлома меридионального простирания.

Магнитотеллурические исследования в расширенном диапазоне периодов выполнены главным образом на Карасьевском кристаллическом массиве, сложенном мелкозернистым биотитовым гранитом. Этот массив имеет неправильную форму площадью 3×5 км и максимальную мощность 8–9 км. К западу от массива развиты амфиболиты, порфиroidы основного состава и зеленые сланцы, предположительно относящиеся к среднему девону. В восточном направлении массив полого погружается под эффузивный комплекс пород. На западе он соединяется с Шабуровским, а на юге с Юго-Коневским массивами [Беллавин и др., 1967а, б].

По данным параметрических работ методом электроразведки на постоянном токе наибольшим сопротивлением (до  $10^4$  Ом·м) обладают мелкозернистые граниты, а наименьшим (около 100 Ом·м) породы коры выветривания. В районе основного пункта магнитотеллурических работ кора выветривания представлена двумя толщами со следующими параметрами:  $h_1 = 2-3$  м,  $\rho_1 = 100$  Ом·м,  $h_2 = 20$  м,  $\rho_2 = 1000$  Ом·м. Круговые диаграммы  $\rho_k$  для этого

пункта приведены на рис. 11. Породы зон тектонических нарушений в естественном залегании, интенсивно выветрелые, обводненные и подвергнутые гидротермальным изменениям, характеризуются в 5–15 раз меньшим сопротивлением по сравнению с неизменными.

На основном пункте работ осуществлена синхронная регистрация шести компонент электромагнитного поля. На других пунктах, удаленных на расстояние до 30 км, вертикальная компонента электрического поля в диапазоне периодов 0,125–20 с не регистрировалась. В районе основного пункта сдвиг фаз между горизонтальными компонентами электрического поля, как показал анализ экспериментального материала, в течение периода наблюдений преимущественно изменялся в пределах  $0-20^\circ$ , причем широтная компонента по амплитуде превышала меридиональную в 5–8 раз. Таким образом, большая ось эллипса поляризации этого поля имела субширотную ориентировку. Магнитное поле за тот же период характеризовалось преимущественно эллиптической поляризацией. Сдвиг фаз между горизонтальными компонентами  $H_x$  и  $H_y$  изменялся в пределах  $100-160^\circ$ . Нестабильность во времени оси поляризации магнитного поля при достаточно большом количестве осциллограмм благоприятствовала использованию при обработке материала способа наименьших квадратов. Этот способ являлся основным при определении компонент тензора импеданса. Отметим, что способ кажущихся импедансов в диапазоне периодов 10–50 с в условиях резких горизонтальных неоднородностей Среднего Урала положительных результатов не дал.

Импедансные диаграммы для некоторых периодов приведены на рис. 62. Круговые диаграммы главного импеданса имеют овальную форму с пережимом по малой оси, отвечающей в условиях Среднего Урала продольной поляризации поля. Большие оси диаграмм для всех пунктов наблюдения ориентированы по азимуту  $60-70^\circ$ .

При построении кривых МТЗ в диапазоне периодов 10–50 с (рис. 63) использованы осредненные значения  $|Z_{xy}|$  и  $|Z_{yx}|$ , определенные по импедансным диаграммам. Кривая 1, по-видимому, искажена под влиянием горизонтальных неоднородностей, и зафиксированные на всех периодах высокие значения кажущегося сопротивления маловероятны. Практический интерес может представлять кривая 2, обладающая в диапазоне периодов 0,125–1,0 с нисходящей ветвью с предельным наклоном в  $63^\circ$ . Анализ этой кривой указывает на наличие в разрезе промежуточного слоя низкого сопротивления, залегающего в верхней части базальтовой толщи на глубине около 16 км. На глубине  $\sim 50$  км расположен второй слой пониженного сопротивления, относящийся, по-видимому, к субстрату верхней мантии.

Необходимо отметить, что незначительные горизонтальные размеры Карасьевского массива, близость к пункту наблюдения зоны разлома и заполненного водой старого молибденового месторождения, несомненно, оказали искажающее влияние на результаты МТЗ. Однако полученные данные тем не менее имеют практический инте-

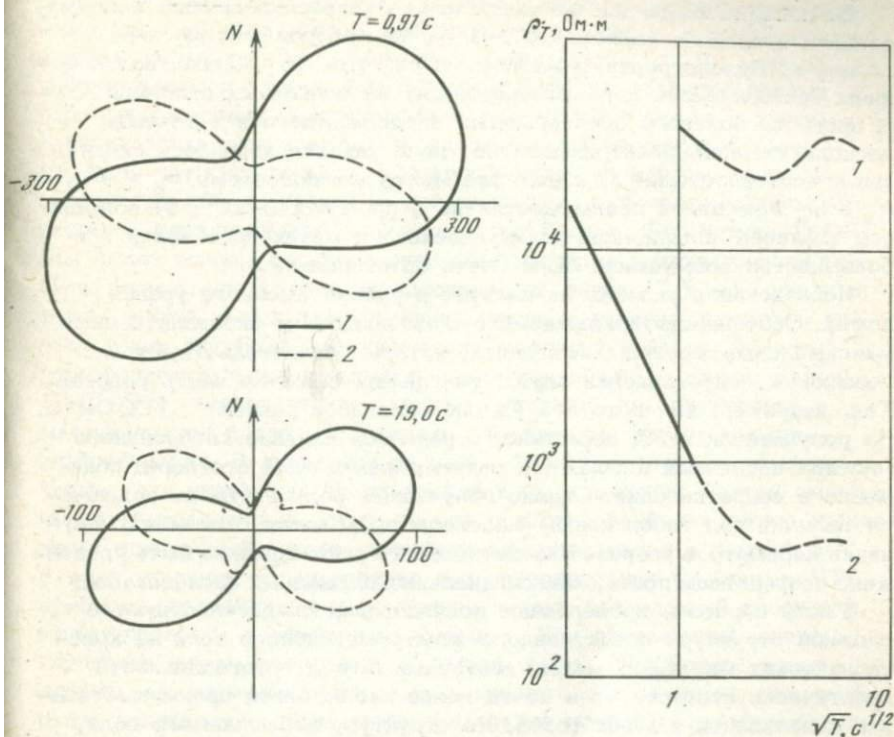


Рис. 62. Круговые диаграммы главного (1) и дополнительного (2) импедансов; п. Караси, Челябинская обл.

Рис. 63. Экспериментальные кривые МТЗ; п. Караси, Челябинская обл.

1 — субширотная поляризация, 2 — субмеридиональная поляризация

рес и должны быть уточнены с использованием расширенного диапазона периодов на других пунктах Шиловско-Коневской группы гранитоидных массивов.

В процессе горизонтальных перемещений верхних слоев земной коры во многих районах Урала вулканогенные породы оказались лежащими на осадочных отложениях. Резкое различие по электрическому сопротивлению между вулканогенными и осадочными породами благоприятствует применению магнитотеллурического метода для изучения геологического строения этих районов. Предварительные расчеты показывают, что вулканогенные породы мощностью 1000 м и сопротивлением 1000 Ом·м могут проявиться на кривых зондирования лишь при частотах не ниже 300 Гц. Таким образом, четкие результаты магнитотеллурическим методом могут быть получены при использовании высокочастотных вариаций естественно-го электромагнитного поля.

В 1972 г. были все же выполнены рекогносцировочные исследования в диапазоне периодов 0,1–16 с на габброидном массиве вблизи г. Нязепетровск. Предполагается, что этот массив под влиянием тектонических перемещений лежит на осадочных отложениях. В процессе полевого эксперимента, продолжавшегося в течение нескольких дней, электромагнитное поле характеризовалось следующими особенностями: а) сдвиг фаз между компонентами  $E_x$  и  $E_y$ ,  $H_x$  и  $H_y$  изменялся преимущественно в пределах 0–20°; б) большие оси эллипсов поляризации электрического и магнитного полей для большинства возмущений были почти ортогональны.

Исследования указали на наличие в районе высокого уровня помех. Особенности наблюдаемого поля позволили определить лишь максимальные значения импеданса, которые свидетельствуют о невысоком сопротивлении пород, слагающих верхнюю часть разреза. Так, например, на частоте 1 Гц оно оказалось равным  $\sim 100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . На результатах МТЗ, возможно, отразилось влияние габброидного массива небольшой площади, а также обрамляющих его пород пониженного сопротивления. Однако полученные результаты не исключают наличия под габброидным массивом проводящих отложений. Изучение параметров разреза Нязепетровского района должно быть продолжено посредством постановки специальных площадных исследований.

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о сложной структуре естественного электромагнитного поля на кристаллических массивах: между векторами  $E$  и  $H$  ортогональность практически отсутствует и почти везде наблюдается преимущественная канализация земных токов. На структуру наблюдаемого поля, несомненно, влияет горизонтальная неоднородность массивов: удельное сопротивление обнажающихся на их территории пород изменяется на несколько порядков. Исследования показали, что диапазон периодов используемых вариаций естественного поля не должен превышать 20–30 с, так как при больших периодах искажения в ходе экспериментальных графиков могут быть весьма значительными.

Выбору пунктов глубинных исследований на кристаллических массивах должны предшествовать специальные работы по изучению распределения неоднородностей по площади. Их следует располагать на неизменных породах, имеющих удельное сопротивление порядка  $10^4 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ , так как только в этом случае результаты исследований находятся в удовлетворительном согласии с данными глубинного распределения температуры. Пункты наблюдения на Ловозерском, Жукейском и Украинском массивах, по-видимому, оказались удачными. Для всех пунктов по минимальным значениям импеданса построены кривые МТЗ, отвечающие продольной поляризации электрического поля. Если учесть возможное некоторое смещение нисходящих ветвей кривых по оси сопротивлений под влиянием горизонтальных неоднородностей, то можно думать о практически одинаковых глубинных параметрах исследованных массивов. С увеличением глубины кажущееся сопротивление сред везде постепенно уменьшается, обуславливая наклон нисходящей ветви кривых МТЗ около 50°.

О сложном характере распределения электропроводности в земной коре и верхней мантии свидетельствуют также и теоретические кривые, рассчитанные различными исследователями. По данным лабораторного изучения электрических свойств образцов горных пород при высоких температурах и давлениях, а также с учетом распределения температуры по глубине были рассчитаны кривые МТЗ для четырех типов земной коры — щитов, платформ, молодых складчатых зон и океанов — при различном субстрате мантии: дунитовом, перидотитовом и эклогитовом [Ваньян, Заболотная, 1968]. При более точном распределении температур и электропроводности были рассчитаны кривые зондирования до глубин 700 км для пяти типов земной коры: докембрийских щитов и древних платформ, палеозойских платформ, тектонических активных районов, областей горообразовательных процессов, геосинклиналей [Lubimova, Feldman, 1970]. Эти теоретические кривые указали на отсутствие в мантии границ раздела с четкими изменениями электрических свойств пород. В диапазоне периодов  $1-10^4$  с нисходящие ветви кривых для указанных типов земной коры и верхней мантии смещены друг относительно друга по оси сопротивлений, но имеют практически одинаковый наклон, отличный от предельного и равный  $50^\circ$ . В этих условиях использование при интерпретации глубинных МТЗ приемов, справедливых при решении задачи разведочной геофизики, может привести к ошибочным выводам. Для достоверной оценки глубинных параметров разреза должны быть разработаны новые приемы интерпретации. По нашему мнению, с этой целью целесообразно использовать данные распределения глубинной электропроводности, полученные магнитотеллурическим методом на кристаллических массивах.

Использованный диапазон периодов вариаций естественного поля на Среднем Урале был недостаточным для оценки глубинных параметров региона. Кривую МТЗ для Карасьевского массива в связи с резкими горизонтальными неоднородностями следует рассматривать как ориентировочную. Однако полученные при рекогносцировочных исследованиях данные свидетельствуют о целесообразности использования магнитотеллурического метода на Урале для изучения глубинного строения региона, а также для решения геолого-разведочных задач.

В заключение отметим целесообразность регистрации на кристаллических массивах вертикальной компоненты электрического поля, так как учет ее азимутальных характеристик способствует построению наименее искаженной кривой зондирования.

## Интерпретация глубинных МТЗ

Анализ теоретических и экспериментальных исследований свидетельствует о значительном искажении кривых МТЗ под влиянием поверхностных неоднородностей. Наибольшие искажения низкочастотной части кривых наблюдаются при поперечной поляризации электрического поля [Тихонов, Дмитриев, 1969]. В этом случае асимптотические значения импеданса  $Z_H$  на поверхности неоднородной среды с проводящим основанием определяются следующим образом:

$$Z_H = Z_0 S_1 / S, \quad (7.1)$$

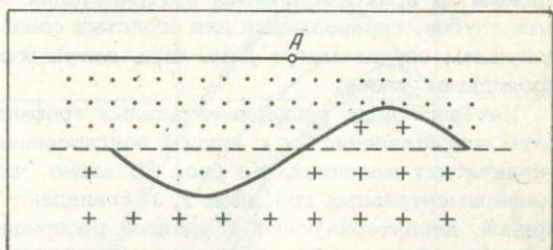
где  $S_1, S$  — суммарная продольная проводимость соответственно однородной и неоднородной среды, а  $Z_0$  — импеданс однородной среды. Следовательно, наличие локальных неоднородностей при поперечной поляризации поля изменяет импеданс однородной среды на множитель  $S_1/S$ .

При продольной поляризации поля, как показывают теоретические расчеты, поверхностные неоднородности не оказывают влияния на асимптотическую часть кривых зондирования. Однако эти выводы справедливы для случая двумерных неровностей погребенного рельефа и наличия в разрезе проводящего основания. Верхняя мантия, как показали теоретические МТЗ, построенные с использованием данных электропроводности горных пород при высоких температурах и давлениях, имеет достаточно высокое сопротивление, что обуславливает наклон нисходящей ветви значительно меньше предельного. Кроме того, при используемых периодах вариаций естественного поля длины волн в породах оказываются соизмеримы с неровностями погребенного рельефа, и последние следует рассматривать как трехмерные. По-видимому, в связи с этим на практике даже в случае продольной поляризации поля наблюдается обратно пропорциональная зависимость между глубиной залегания проводящего слоя мантии, определяемой по кривым МТЗ, и продольной проводимостью осадочных отложений (эффект  $S$ ). Так, например, анализ результатов работ в западной Латвии показывает, что уменьшение продольной проводимости осадочного чехла в 2 раза приводит к такому же увеличению кажущейся глубины залегания проводящего слоя мантии. На территории Средне-Русской впадины отмечена следующая закономерность: над центральной частью впадины глубина залегания проводящего слоя по данным МТЗ оказывается значи-

женной по сравнению с бортовыми частями структуры примерно в 1,5 раза. Довольно четкая зависимость данных МТЗ от проводимости верхнего слоя имеет место на территории Белоруссии. На участке профиля Луговое-Плещеницы проводимость осадочной толщи колеблется в пределах 10-400 с, и глубина залегания проводящей мантии по данным МТЗ изменяется от 700 до 300 км. По профилю Зборск-Мозырь протяженностью 180 км, проходящему перпендикулярно простиранию южного склона Белорусского массива и Припятской впадины, изменение продольной проводимости осадочной толщи от 100 до 2300 См обусловило скачок кажущейся глубины проводящего слоя в мантии от 550 до 50 км. Отмеченный эффект  $S$  значительно снижает достоверность данных интерпретации глубинных МТЗ.

В настоящее время оценить искажающее влияние горизонтальных неоднородностей на результаты МТЗ невозможно, поэтому попытаемся из общего числа зондирований выделить наименее искаженные.

Рис. 64. Схематический разрез верхней толщи земной коры



Из опыта работ электрическим методом разведки на постоянном токе известно, что наименьшие искажения замеров кажущегося сопротивления отмечаются над склонами погребенных структур и неровностей земной поверхности. К аналогичным выводам приводят и теоретические исследования [Тихонов, Дмитриев, 1969]. Действительно, согласно (7.1) благоприятными районами для глубинных МТЗ являются такие, где выполняется условие  $S_1 = S$ . При однородном осадочном чехле указанное условие соблюдается над центральной частью склона (рис. 64, точка A). Величина отношения  $S_1/S$  имеет минимальное значение над депрессиями погребенного рельефа. В направлении подъема ложа осадочных отложений это отношение увеличивается и над поднятиями кристаллического фундамента приобретает максимальное значение. Поэтому над положительными формами рельефа непроводящего основания магнитотеллурический метод дает завышенные, а над депрессиями — заниженные глубины залегания проводящих слоев мантии. Отсюда следует, что группирование МТЗ, выполненных либо над поднятиями [Липская и др., 1973], либо над депрессиями погребенного рельефа, не может привести к увеличению точности определения глубинных параметров разреза. Это указывает на необходимость критической оценки результатов магнитотеллурических работ, проводимых в районах со сложным геологическим строением.

Таким образом, при однородном осадочном чехле районы над склонами погребенного рельефа являются благоприятными для использования вариаций естественного поля с любой поляризацией. По нашему мнению, во всех районах следует использовать кривые МТЗ, отвечающие продольной поляризации, интерпретация которых приводит к более надежным результатам.

Рассмотрим кривые МТЗ, полученные над центральной частью склонов структур Русской платформы. Прежде всего проведем интерпретацию кривых, построенных по материалам наблюдения естественного поля в п. Исаковцы Хмельницкой обл. (западный склон Украинского кристаллического массива) и п. Луговое Калининградской обл. (восточный склон Польско-Литовской синеклизы). Эти кривые, приведенные на рис. 65, и характеризующие геоэлектрический разрез типа *K*, допускают надежную интерпретацию лишь при использовании параметрических данных по глубинному распределению электропроводности на сопредельных регионах. Широко применяемые на практике приемы интерпретации посредством линий равных глубин, справедливые для слоистых сред, при глубинных МТЗ в лучшем случае могут дать лишь кажущуюся глубину залегания проводящих слоев.

Интерпретации экспериментальных графиков должно предшествовать сопоставление их с кривой зондирования, полученной на кристаллических массивах. Из рис. 65 видно, что нисходящие ветви экспериментальных графиков 2, 3 совпадают с нисходящей ветвью кривой, характеризующей глубинное распределение электропроводности в районе п. Ловозеро. Это свидетельствует об идентичности распределения электропроводности в кристаллическом фундаменте и в верхней мантии исследуемых районов. Соответственно мощность пород земной коры на территории пунктов Исаковцы и Луговое может быть принята равной 50 км, а сопротивление их достаточно высоким. Для района п. Исаковцы верхнюю мантию можно считать, как и в районе п. Ловозеро, состоящей из двух толщ: верхней, мощностью 55 км и с сопротивлением 500–800 Ом·м, и нижней, достаточно большой мощности, с сопротивлением 80 Ом·м. В связи с большой глубиной исследования для района п. Луговое верхняя мантия аппроксимирована тремя слоями различной проводимости. По принятым параметрам разреза с учетом продольной проводимости осадочного чехла рассчитаны теоретические кривые, шифр которых дан в табл. 15. Каждая теоретическая кривая, как видно из рис. 65, удовлетворительно совпала с соответствующей экспериментальной.

Анализ теоретических и экспериментальных графиков, приведенных на рис. 65, позволяет отметить существенные особенности глубинных МТЗ на разрезах, обусловивших наклон нисходящей ветви ниже предельного. В частности, из анализа следует, что сравнительно высокое сопротивление субстрата верхней мантии вблизи границы Мохоровичича делает возможным его выявление лишь на обнажениях пород, обладающих сопротивлением не менее  $10^4$  Ом·м.

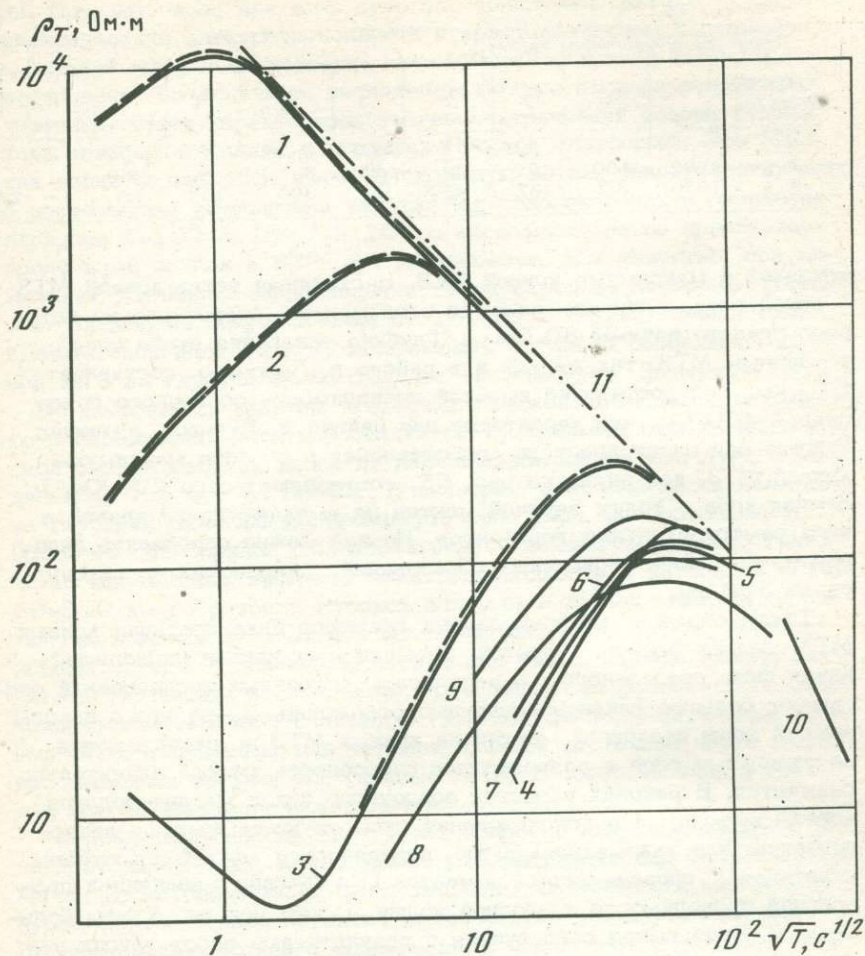


Рис. 65. МТЗ Русской платформы

1 - Ловозеро (Балтийский щит); 2 - Исаковцы; 3 - Луговое; 4 - Шонга; 5 - Пернас; 6 - Кривячка; 7 - Базан (4-7 - склон Средне-Русской впадины), 8 - Степановка (склон Украинского массива); 9 - Вендзава (склон Польско-Литовской синеклизы); 10 - Шацк (Рязано-Саратовский прогиб); 11 - обобщенная кривая МТЗ. Пунктиром показаны теоретические кривые

Такие условия имеют место на Ловозерском массиве, где влияние пород пониженного сопротивления, как видно из рис. 65, наблюдается с незначительных периодов (около 1 с). При наличии осадочного чехла с продольной проводимостью 10 См (п. Исаковцы) информация о параметрах земной коры и верхней толщ мантии мощностью 50 км и сопротивлением 800 Ом·м оказывается сосредото-

Таблица 15

Параметры теоретических кривых

№ кривой на рис. 65	$h_1$ , м	$\rho_1$ , Ом·м	$\nu_2$	$\mu_2$	$\nu_3$	$\mu_3$	$\nu_4$	$\mu_4$	$\nu_5$	$\mu_5$
1			2,0	7,8	3,3	0,094	$\infty$	0,0125		
2	1000	100	50	21	55	8	$\infty$	0,80		
3	1350	3,2	37	4300	61	300	133	43	$\infty$	2,3

точной в максимуме кривой МТЗ. Нисходящая ветвь кривой МТЗ 2 обусловлена влиянием нижнего слоя мантии, сопротивление которого принято равным 80 Ом·м. Глубина залегания этого слоя, по данным МТЗ, так же как и в районе п. Ловозеро, составляет 110 км. При достаточно высокой проводимости осадочного чехла, равной 400 См, что характерно для района п. Луговое, значения кажущегося электрического сопротивления в области максимума кривой МТЗ, как видно из рис. 65, составляют всего 200 Ом·м. Земная кора и толщи верхней мантии не выявляются на кривой в виде самостоятельных горизонтов. По ней можно определить лишь параметры более проводящих образований, залегающих на глубине около 300 км.

Таким образом, из приведенных примеров интерпретации кривых МТЗ следует, что на разрезах, обусловивших наклон нисходящей ветви ниже предельного, на результаты глубинных исследований оказывают большое влияние осадочные отложения. Из-за этого породы земной коры и верхней мантии на кривых МТЗ не расчленяются на отдельные слои и разрешающая способность метода значительно снижается. В районах развития осадочного чехла магнитотеллурическим методом при использовании существующих приемов интерпретации, как указывалось выше, определяется кажущаяся глубина залегания  $H$  проводящего слоя мантии. Она связана с величиной продольной проводимости осадочной толщи  $S$ : чем больше  $S$ , тем больше и  $H$ . Этот вывод согласуется с результатами работ других исследователей [Заболотная, 1968].

С целью более надежного определения характера геоэлектрического разреза мантии до возможно больших глубин был проведен критический анализ опубликованных работ по глубинным магнитотеллурическим исследованиям на территории Русской платформы. В результате дополнительно к ранее рассмотренным были отобраны МТЗ, отвечающие продольной поляризации поля, выполненные в пределах склонов различных структур и являющиеся, по нашему мнению, наименее искаженными под влиянием горизонтальных неоднородностей (см. рис. 65).

Большинство кривых дают при интерпретации кажущуюся глубину залегания проводящего слоя более 300 км. Длина электромагнитных волн в породах при указанных глубинах довольно значительна (около 2000 км), а следовательно, замеры кажущегося сопротивления оказываются осредненными для огромных площадей Зем-

ли. Поэтому, если для всех пунктов наблюдения принять глубинное распределение электропроводности в кристаллическом фундаменте и верхней мантии одинаковым, то обобщенная кривая МТЗ 11, построенная по конечным нисходящим ветвям экспериментальных графиков, будет характеризовать геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии в пределах Русской платформы. Это МТЗ, как видно из рис. 65, имеет нисходящую ветвь, свидетельствующую о постепенном уменьшении кажущегося сопротивления в диапазоне периодов  $1-10^4$  с. При  $T > 10^4$  с нисходящая ветвь приобретает предельный наклон в  $63^\circ$ , что наблюдается, как известно, при изменении удельного сопротивления толщи пород на несколько порядков. Изменение сопротивления от 100 до 1 Ом·м, по-видимому, вызвано наличием слоя С, залегающего согласно обобщенной кривой МТЗ на глубине около 500 км [Владимиров, Дмитриев, 1972].

К настоящему времени предложено несколько моделей глубинного распределения электропроводности. Полученная модель для Русской платформы, как видно из рис. 66, примерно совпадает с моделью Б. Лаири и А. Прайса. В модели 1 предполагается наличие на глубинах 80–120 км промежуточного слоя, по проводимости более чем на порядок отличающегося от вмещающих пород. Таких четко выраженных аномалий электропроводности в интервале глубин 50–500 км по разрезу Русской платформы не наблюдается. Отметим, однако, что этот разрез является схематическим и ведутся работы по его уточнению. С этой целью был выполнен анализ магнитотеллурических исследований, проведенных на Воронежском кристаллическом массиве [Анищенко, 1973]. Экспериментальные кривые МТЗ, полученные для четырех пунктов восточной части массива, приведены на рис. 67 (кривые 7–10) в сопоставлении с МТЗ для других кристаллических массивов.

Воронежский массив достаточно подробно изучен методом ВЭЗ на постоянном токе, и его можно рассматривать как опытный полигон, на котором могут быть выяснены возможности магнитотеллурических методов. Согласно выполненным исследованиям для Воронежского массива и сопредельных с ним регионов характерна горизонтальная неоднородность высокоомного основания. Продольная проводимость надпорной толщи непостоянна, и если в пределах массива она не превышает 100 См, то в сопредельных регионах ее значение достигает нескольких тысяч сименсов [Максимов и др., 1976]. МТЗ 7–10 выполнены на пунктах, на которых изменение глубины залегания кристаллического фундамента соответственно составляет 5, 4, 20 и 40 м/км. Неоднородности поверхности высокоомного основания в районе пунктов наблюдения, а также депрессии ложа осадочного чехла на сопредельных регионах оказали влияние на ход экспериментальных графиков. Так, на кривой МТЗ 8, характеризующей геоэлектрический разрез центральной части массива, это влияние отразилось в искажении формы максимума и в появлении в интервале периодов 25–1000 с почти пологой ветви. На данном пункте, расположенном на расстоянии 225 км от оси Рязано–Саратовского прогиба, по-видимому, проявился так

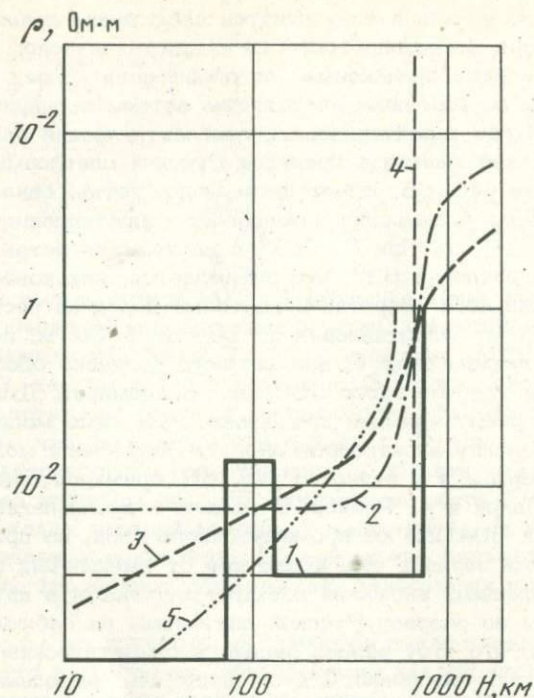


Рис. 66. Модели геоэлектрических разрезов земной коры и верхней мантии

1 - Н. Fournier, 1968; 2 - К. McDonald, 1957; 3, 4 - В. Lahiri, A. Price, 1939; 5 - Н.П. Владимирова, В.И. Дмитриев, 1972

называемый эффект обтекания электрического тока. Общий ход остальных экспериментальных графиков, полученных вблизи границы Воронежского массива, также искажен, причем наибольшее искажение отмечено на кривой МТЗ10. Резкий спад нисходящей ветви этого МТЗ, как показывает анализ материала, находится в связи с большим градиентом изменения глубины залегания кристаллического фундамента, а также с влиянием Днепровско-Донецкой впадины, ось которой расположена на расстоянии 125 км от пункта наблюдения. Таким образом, восточная часть Воронежского массива, относящаяся к структурам трехмерного типа, оказала сильное влияние на результаты магнитотеллурических исследований.

Экспериментальные кривые зондирования, как видно из рис. 67, осложнены минимумами различной ширины и амплитуды. К сожалению, в опубликованных материалах не приведен разброс значений импеданса для различных периодов. В связи с низкими значениями кажущегося электрического сопротивления этот разброс, по-видимому, должен быть достаточно большим, а поэтому достоверность построения некоторых минимумов  $\rho_T$  вызывает сомнение. В условиях горизонтальной неоднородности Воронежского массива, по на-

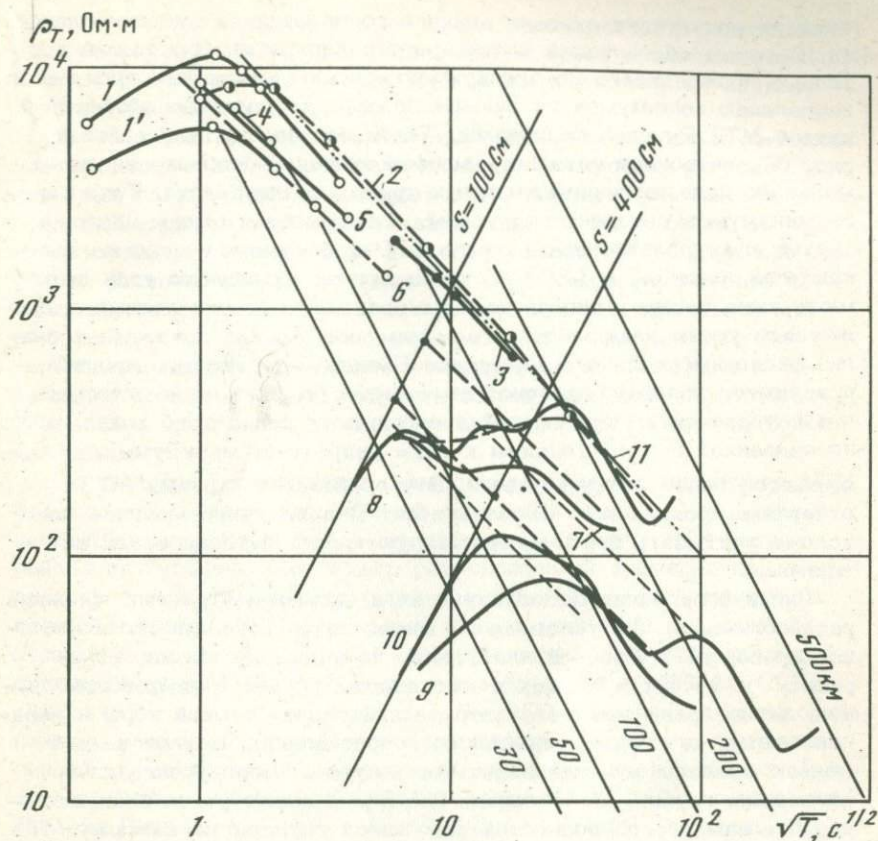


Рис. 67. МТЗ кристаллических массивов

п. Ловозеро, Балтийский шит: 1, 1' - данные 1964 - 1965 гг.; 2 - по Егорову, Черноземовой [1965], 3 - по Рокитянскому и др. [1963]; 4, 5 - Украинский кристаллический массив; 6 - Жукеевский массив Кокчетавской глыбы; 7-10 - Воронежский массив [Анищенко, 1973], 11 - обобщенная кривая МТЗ для Русской платформы

шему мнению, следует строить и интерпретировать сглаженные кривые зондирования. В этом случае кривая МТЗ8 приобретает плавный ход и нисходящая ветвь ее практически совпадает с обобщенной кривой МТЗ Русской платформы.

Интерпретация экспериментальных кривых МТЗ осуществлена при помощи способа линий  $h$ , при котором, как известно, коррелируются минимумы  $\rho_T$ , отвечающие одинаковым глубинам [Анищенко, 1973]. Полученные при этом глубины залегания промежуточных слоев в 100-120 км и 230-300 км, по нашему мнению, ошибочны, так как они оказались равными расстояниям от осей депрессий до соответствующих пунктов наблюдения. Очевидно на резуль-

таты интерпретации оказали влияние горизонтальные неоднородности. С целью обеспечения достоверности данных интерпретации необходимо прежде всего по экспериментальным материалам произвести корреляцию минимумов по линиям, идущим параллельно обобщенной кривой МТЗ Русской платформы. Такая корреляция, как видно из рис. 67, позволяет объяснить морфологические особенности аномального хода экспериментальных кривых зондирования. Так, ширина минимумов определяется углом, составленным общим наклоном кривых с корреляционными линиями. Она становится максимальной при угле, близком к  $180^\circ$ . С уменьшением указанного угла ширина минимумов также уменьшается. На восходящей ветви кривых с предельным углом наклона вместо минимумов  $\rho_T$ , как показывает анализ экспериментального материала Рязано-Саратовского прогиба, появляются изломы различной выраженности. Нельзя не отметить, что с увеличением продольной проводимости осадочного чехла, обычно связанной с приближением к осям депрессий, минимумы  $\rho_T$  оказываются более подчеркнутыми. Эту особенность кривых МТЗ, отчетливо проявляемую на материалах Воронежского массива, необходимо учитывать при магнитотеллурических исследованиях во впадинах.

Линии корреляции аномального хода экспериментальных графиков, расположенные, как указывалось выше, почти параллельно обобщенной кривой МТЗ Русской платформы, по-видимому, можно рассматривать в качестве отрезков нисходящих ветвей кривых зондирования, характеризующих геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии по слоям пониженного сопротивления. Наклон ветвей меньше предельного, как известно, допускает определение лишь кажущихся глубин [Заболотная, 1968]. С целью учета влияния горизонтальных неоднородностей кажущиеся глубины по каждому МТЗ следует оценивать при постоянной продольной проводимости осадочного чехла  $S_1$ . В районе МТЗ 8 при  $S_1 = 100$  См эти глубины соответственно составляют 46 и 78 км. В районе МТЗ 9 при  $S_1 = 400$  См кажущаяся глубина промежуточного слоя равна 75 км. Истинные значения глубин в общем случае могут быть получены при  $S_1 = 0$ , т.е. на разрезах, не содержащих осадочного чехла. Можно полагать, что эти слои расположены в земной коре.

При помощи кажущихся глубин слоев, оцененных по МТЗ при различном значении  $S_1$ , может быть получено глубинное распределение электропроводности в верхней мантии. Анализ этих глубин в сопоставлении с приведенными на рис. 67 данными для кристаллических массивов показывает, что в разрезе Воронежского массива на глубине около 50 км расположен промежуточный слой, продольная проводимость которого незначительна и составляет около 150 См. Наличие этого слоя подтверждается результатами исследований на Балтийском щите. Согласно экспериментальным данным в пределах Воронежского массива на глубине около 75 км отмечен второй промежуточный слой, продольная проводимость которого по площади исследования изменяется в широких пределах. Так, в районе МТЗ

8 она составляет примерно 150 См, а в районе МТЗ 9 значения ее превышают 3000 См. В указанном разбросе продольной проводимости рассматриваемого слоя, по-видимому, отразилось влияние горизонтальной неоднородности.

Таким образом, переинтерпретация экспериментальных материалов приводит к новой трактовке глубинного строения региона. Полученные данные свидетельствуют о постепенном уменьшении удельного сопротивления субстрата мантии при глубинах более 200 км, подтверждая, таким образом, ход обобщенного МТЗ Русской платформы. Выявленные на глубинах 50 и 75 км промежуточные слои пониженного сопротивления слабо выражены. С целью уточнения наличия астеносферных слоев в разрезе Воронежского массива необходимо выполнить магнитотеллурические исследования в достаточном большом объеме, обратив особое внимание на изучение площадей с продольной проводимостью осадочного чехла не более 100 См.

Рассмотрим разрешающую способность кривых глубинного МТЗ на разрезах, содержащих мощный осадочный чехол. С этой целью воспользуемся кривой МТЗ, характеризующей глубинный разрез района п. Луговое. Этот пункт, расположенный примерно над центральной частью восточного склона Польско-Литовской синеклизы, являлся опорным при регистрации возмущений типа  $Pc3$  и  $Pc4$ . Одновременно на этом пункте осуществлена регистрация длиннопериодных вариаций на аппаратуре, разработанной в ИФЗ АН СССР. Особенности поля в диапазоне 1000–6000 с изучены при сопоставлении с записями обсерватории Плещеницы. Оказалось, что вычисленный по синхронным возмущениям средний азимут векторов  $E$  и  $H$  в п. Луговое составлял соответственно  $61$  и  $149^\circ$ , а на обсерватории Плещеницы –  $50$  и  $156^\circ$ . Таким образом, средний угол между указанными векторами в п. Луговое составлял  $88^\circ$ , а п. Плещеницы –  $106^\circ$ . Эти данные свидетельствуют о наличии в районе Плещеницы более выраженной горизонтальной неоднородности разреза, чем в районе п. Луговое.

Однако в районе п. Луговое горизонтальная неоднородность разреза имеется, на что указывают пережимы по малой оси приведенных на рис. 33 круговых диаграмм главного импеданса при периодах более 1000 с. Соизмеримость дополнительных импедансов с главными могла привести к недостаточной точности построения кривых МТЗ при больших периодах. В разведочном диапазоне периодов круговые диаграммы главного импеданса имеют овальную форму, и построение начальной ветви кривой, обеспечивающей привязку к параметрам осадочных отложений, выполнено с высокой степенью точности.

На рис. 68 приведены кривые глубинного зондирования для п. Луговое, построенные по максимальным и минимальным значениям импеданса. Последняя кривая, отвечающая поперечной поляризации поля, искажена. Более достоверную информацию о глубинных параметрах разреза содержит кривая МТЗ1. Для интерпретации

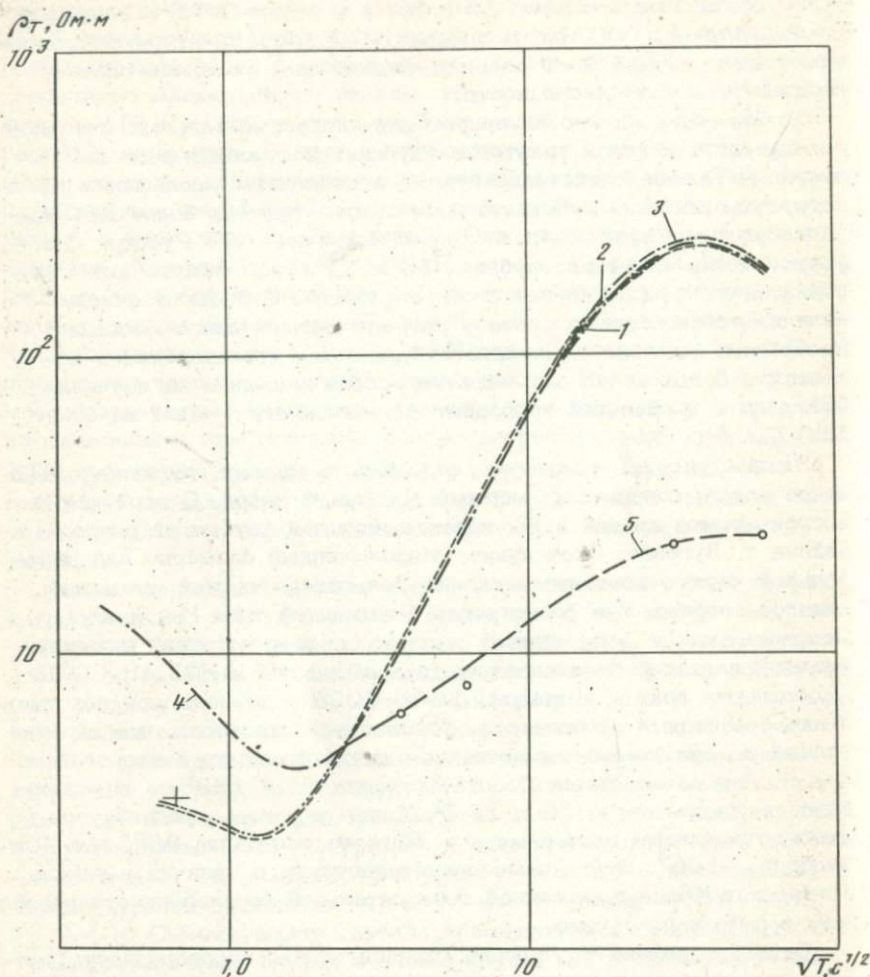


Рис. 68. Теоретические (1-3) и экспериментальные кривые МТЗ (4, 5); п. Луговое, Калининградская обл.

ее с помощью ЭВМ были рассчитаны три теоретические кривые, параметры которых приведены в табл. 16.

Для всех теоретических кривых параметры верхнего слоя отвечают мощности и сопротивлению осадочных отложений района п. Луговое. Разрезы различаются по параметрам земной коры и верхней мантии, а также по числу слоев. Все теоретические кривые тем не менее удовлетворительно совпали с экспериментальной. Расхождения в значениях кажущегося сопротивления не превышают 5%. Погрешность при построении экспериментальной кривой при существующих способах обработки составляет 10-15% среднего значения. Таким образом, при современной точности магнитотеллурических ис-

Таблица 16

Параметры теоретических кривых

№ кривой на рис.68	$h_1$ , км	$\rho_1$ , Ом·м	$\nu_2$	$\mu_2$	$\nu_3$	$\mu_3$	$\nu_4$	$\mu_4$	$\nu_5$	$\mu_5$
1	1,35	3,3	37,0	4300	61,0	300	133	43	$\infty$	2,3
2	1,35	3,3	63,5	1000	40,5	300	133	33	$\infty$	1,32
3	1,35	3,3	133	530	107	20,3	$\infty$	0,23	-	-

следований приведенные теоретические кривые следует считать эквивалентными [Владимиров и др., 1973].

Из табл. 16 видно, что изменение мощности и сопротивления пород земной коры соответственно в 4 и 8 раз при одновременном изменении мощности и сопротивления верхнего горизонта субстрата мантии соответственно в 1,5 и 15 раз практически не отражается на характере кривых зондирования. Следовательно, параметры разреза, сосредоточенные в максимуме кривой глубинного МТЗ, могут быть определены с большой погрешностью. Однако общая толщина пород, залегающих на субстрате мантии с удельным сопротивлением около 10 Ом·м, при помощи теоретических кривых 1-3 находится достаточно уверенно и оценивается соответственно в 312, 322 и 325 км, т.е. с разбросом менее 5%. В условиях слабой разрешающей способности глубинных МТЗ достоверность расчленения толщ земной коры и верхней мантии повышается при помощи параметрических данных, полученных на сопредельных регионах.

Важность привлечения параметрических данных при интерпретации глубинных МТЗ может быть доказана при критической оценке результатов магнитотеллурических работ на территории Западно-Сибирской низменности. Для этого региона, как известно, характерна горизонтальная неоднородность, обусловившая на многих пунктах различие в значениях продольной проводимости осадочного чехла, определенных МТЗ и ВЭЗ на постоянном токе. Отмечена также зависимость указанного параметра от азимута большой оси эллипса поляризации электрического поля [Краснобаева и др., 1972]. По направлению к Уралу овальная форма круговых диаграмм главного импеданса удлинняется и по малой оси появляются пережимы. При интерпретации МТЗ отчетливо проявляется эффект  $S$ . Только в п. Саломатово различные методы исследования дали одно и то же значение продольной проводимости осадочной толщи. Поэтому на этом пункте осуществлено глубинное зондирование в широком диапазоне периодов. Интерпретация экспериментального графика проведена методом подбора с помощью ЭВМ по специальной программе, причем исходными данными служили лишь параметры верхнего слоя разреза:  $h_1 = 960$  м,  $\rho_1 = 3,5$  Ом·м. Результаты интерпретации привели к следующим параметрам разреза:  $h_2 = 122$  км,  $\rho_2 = 3900$  Ом·м,  $S_2 = 31,3$  См,  $h_3 = 35$  км,  $\rho_3 = 18,0$  Ом·м,  $S_3 = 1940$  См,  $h_4 = 406$  км,  $\rho_4 = 980$  Ом·м,  $S_4 = 414,2$  См,  $h_5 = \infty$ ,  $\rho_5 = 0,87$  Ом·м. Таким образом, согласно проведенной

интерпретации каждый слой земной коры и верхней мантии обладает постоянным сопротивлением [Краснобаева и др., 1972]. Полученный результат противоречит общеизвестным данным об увеличении с глубиной температуры, а следовательно, и электропроводности среды.

Рассмотрим результаты интерпретации глубинного МТЗ для района п. Саломатово с привлечением параметрических данных, полученных на входящих в состав сопредельных регионов Жукейском и Карасьевском массивах. Анализ геоэлектрических разрезов указанных массивов, приведенных на рис. 69, позволяет отметить общую особенность глубинных параметров: сопротивление толщи пород, лежащей на глубине около 19 км, примерно одинаково и составляет  $2 \cdot 10^4$  Ом·м. Вполне естественно предположить, что отмеченный глубинный параметр свойствен также и Западно-Сибирской низменности. На указанной глубине в пределах рассматриваемых регионов согласно сейсмическим данным лежит граница Конрада [Халевин, 1967]. Ниже этой границы геоэлектрические разрезы Карасьевского и Жукейского массивов, как видно из рис. 69, различны. На первом массиве магнитотеллурическим методом обнаружен промежуточный слой пониженного сопротивления. Этот слой, предположительно приуроченный к верхам базальтовой толщи, по-видимому, является специфической особенностью Рудного Урала. На втором массиве сопротивление пород постепенно уменьшается с увеличением глубины. Такой характер изменения сопротивления типичен для многих шитов и наиболее вероятен для Западно-Сибирской низменности.

Таким образом, геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии с суммарной мощностью около 100 км в пределах Зауралья можно представить в следующем виде. Осадочные отложения с различной продольной проводимостью залегают на кристаллическом фундаменте мощностью 20 км и с сопротивлением порядка  $10^4$  Ом·м. Подстилающие эту толщу образования характеризуются непостоянством сопротивления. Оно монотонно уменьшается с увеличением глубины и обуславливает наклон нисходящей ветви кривой МТЗ около  $50^\circ$  (пунктирная линия на рис. 69). Приведенную модель разреза положим в основу интерпретации экспериментальной кривой зондирования, полученной в центральной части Западно-Сибирской низменности (п. Саломатово) и наименее искаженной под влиянием горизонтальной неоднородности.

Интерпретации экспериментальной кривой, как указывалось выше, предшествует ее сопоставление с параметрической. Это сопоставление, как видно из рис. 69, приводит к выводу, что в максимуме экспериментальной кривой сосредоточена информация о параметрах толщи мощностью 122 км, аналогичная параметрическим данным. На результатах интерпретации отразилось влияние осадочной толщи, имеющей продольную проводимость в пункте наблюдения 280 См, поэтому определяемая по кривой глубина до проводящего слоя является кажущейся. Принятая модель строения земной коры

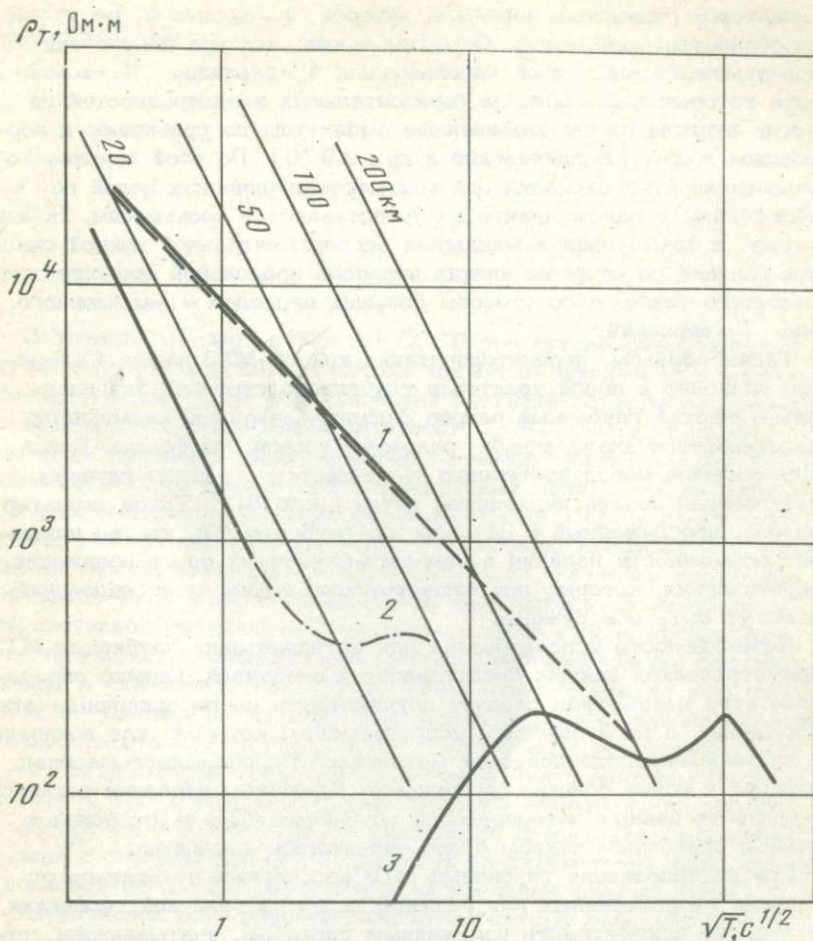


Рис. 69. Экспериментальные кривые МТЗ

1 - п. Жукей, Кокчетавская обл.; 2 - п. Караси, Челябинская обл.; 3 - п. Саломатово, Курганская обл.

и верхней мантии, как показывает ее анализ, удовлетворительно отражает ход экспериментального графика до периодов 2500 с. Одновременно она ставит под сомнение правильность построения второго максимума кривой, имеющего неестественно острую форму. При интерпретации МТЗ этот максимум привел к необходимости признать в разрезе Зауралья на больших глубинах наличие мощной толщи субстрата мантии с очень высоким сопротивлением (порядка 1000 Ом·м), что не согласуется с параметрами теоретических разрезов для древних и палеозойских платформ [Lubimova, Feldman, 1970]. Можно полагать, что второй максимум экспериментального графика обусловлен изменением структуры естественного поля

в некотором диапазоне периодов, которое, по-видимому, не учтено при обработке материалов. Отметим также, что при построении экспериментальной кривой использованы  $S_q$ -вариации,  $H_z$ -компонента которых под влиянием горизонтальных неоднородностей на многих пунктах имеет завышенные амплитуды по сравнению с нормальным ходом [Бердичевский и др., 1976]. По этой причине использование этих вариаций для магнитотеллурических целей по наблюдениям в одном пункте не представляется возможным. По-видимому, в формировании минимума экспериментальной кривой сказались влияние со стороны низких периодов продольной проводимости осадочного чехла, а со стороны больших периодов — завышенного хода  $S_q$ -вариаций.

Таким образом, переинтерпретация кривой МТЗ для п. Саломатово приводит к новой трактовке глубинного строения Зауралья. Схематический глубинный разрез Западно-Сибирской низменности представляется аналогичным разрезу Русской платформ. Везде сопротивление пород постепенно уменьшается с ростом глубины, обуславливая наклон нисходящей ветви около  $50^\circ$ . Такой характер разреза, прослеженный в Зауралье до глубин  $\sim 200$  км, не исключает возможности наличия в нем промежуточных слоев пониженного сопротивления, которые при существующей точности исследований не могут быть обнаружены.

Необходимость использования при интерпретации глубинных МТЗ параметрических данных представляется очевидной. Однако определение этих параметров следует осуществлять не по одиночным зондированиям, а по площадным исследованиям, которые, как показано на примере переинтерпретации материалов Воронежского массива, приведут к более полным сведениям о глубинном строении регионов. Надежность данных интерпретации глубинных МТЗ на разрезах с мощным осадочным чехлом будет значительно повышена.

При интерпретации глубинных МТЗ необходимо отказаться от приемов, разработанных для решения задач разведочной геофизики. Ее следует осуществлять изложенным способом, учитывающим глубинное распределение электропроводности. Необходимо отметить, что этот способ приводит к положительным результатам в районах со спокойным геoeлектрическим разрезом, расположенных над склонами погребенных структур.

## Заключение

В течение 20 лет в ИФЗ АН СССР под руководством автора осуществлялась разработка метода магнитотеллурического зондирования, основанного на использовании вариаций естественного электромагнитного поля в диапазоне частот 0,05–100 Гц. Большое внимание уделялось выяснению связей между наблюдаемыми вертикальными и горизонтальными компонентами поля, а также изучению характеристик модулированных колебаний  $Pc1$  и электромагнитных резонансов полости Земля – ионосфера, входящих в указанный частотный интервал естественного поля. Изучение вертикальной компоненты электрического поля проводилось по специально разработанной методике в естественном поле и поле постоянного тока при помощи измерительных линий различной длины, расположенных в скважинах. Была установлена зависимость ее интенсивности от удельного сопротивления верхнего слоя и горизонтальной неоднородности среды. На породах с сопротивлением порядка  $10^4$  Ом·м интенсивность компоненты в тонком поверхностном слое на частоте 1 Гц согласно экспериментальным данным не превышает 1 мВ/км. На горизонтально неоднородных средах эта компонента связана с горизонтальной компонентой электрического поля, ориентированной по преимущественному направлению земных токов.

Характерной особенностью электромагнитных резонансов является их высокая повторяемость, благодаря которой необходимое число вариаций для построения кривых зондирования может быть зарегистрировано в короткий промежуток времени. Обработка их существующими приемами приводит к стабильным значениям импеданса. Построенные по этим значениям левые ветви кривых зондирования обеспечивают привязку к известным параметрам разреза в любых геологических провинциях.

Использование модулированных колебаний  $Pc1$  и электромагнитных резонансов обусловило увеличение эффективности метода МТЗ. Возможности метода в соответствии с данными анализа принципов эквивалентности выявились на разрезах типа  $H$  при сравнительно небольших значениях параметра  $\nu_2$ . В частности, использование указанных вариаций в условиях сложной тектоники Северного Сахалина обеспечило решение задачи по изучению верхней толщи разреза мощностью несколько километров, перспективной для поисков нефтяных месторождений. Эти же вариации способствовали выяснению возможностей магнитотеллурического метода на территории

Польско-Литовской и Припятской впадин, в разрезе которых содержатся толщи высокоомных пород, являющихся экраном для электрических методов разведки на постоянном токе. Основные выводы из результатов работ на указанных регионах сводятся к следующему: высокоомный экран при горизонтальном залегании прозрачен для магнитотеллурического метода; с увеличением угла наклона высокоомных толщ прозрачность их ослабевает.

Методическими исследованиями установлен сложный характер распределения глубинной электропроводности на обнажениях кристаллических массивов. Древние щиты, характеризующиеся резкой горизонтальной неоднородностью, по-видимому, можно аппроксимировать средой, обладающей средним сопротивлением порядка  $10^4$  Ом·м. Методические исследования, выполненные в диапазоне периодов 0,03–20 с на обнажениях пород с указанным сопротивлением, свидетельствуют о примерно одинаковом глубинном распределении электропроводности. Везде отмечается постепенное уменьшение кажущегося электрического сопротивления до глубин 70–100 км. Данные, полученные для кристаллических массивов, можно рекомендовать использовать при интерпретации глубинных МТЗ сопредельных регионов. В районах со спокойным геоэлектрическим разрезом это приводит к повышению надежности результатов интерпретации магнитотеллурических исследований.

В методе глубинных МТЗ затруднения встречены не только при интерпретации материалов. Они имеются и при обработке возмущений с периодом более 1000 с. Метод также нуждается в усовершенствовании теории, которая должна учитывать реальные модели первичного поля и неоднородности сред. С этой целью в настоящее время проводятся исследования структуры естественного электромагнитного поля в широком диапазоне периодов. Усовершенствование теории несомненно, приведет к увеличению эффективности глубинных магнитотеллурических исследований.

## Литература

- Алексеев Б.М., Лепендин В.П., Четаев Д.Н. и др. Развитие дирекционного анализа и магнитотеллурических зондирований земной коры на Дальнем Востоке. Владивосток: Ин-т тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, 1976. 120 с.
- Альперович Л.С., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л. Результаты синхронных наблюдений геомагнитных пульсаций на территории СССР. - Геомагнетизм и аэрономия, 1969а, 9, № 3, с. 366-369.
- Альперович Л.С., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Качарянц Е.Б. Геомагнитные пульсации с максимумом интенсивности на средних широтах. - Геомагнетизм и аэрономия, 1969б, 9, № 3, с. 573-574.
- Альперович И.М., Кононов В.Э., Чернявский Г.А. Основные литолого-фациальные особенности ниже-среднемиоценовых отложений Северного Сахалина по данным МТЗ. - Нефтегаз. геол. и геофиз., 1973, № 5, с. 33-38.
- Альперович И.М., Чернявский Г.А. Мощности осадочных отложений Северного Сахалина по данным магнитотеллурических зондирований. - Геол. нефти и газа, 1973, № 6, с. 55-59.
- Ан В.А., Владимиров Н.П. Аппаратура для измерения компонент электромагнитного поля Земли. - В кн.: Приборы для измерения электрических и магнитных величин. М.: Госинти, 1962, вып. 7, с. 19-32.
- Ан В.А., Владимиров Н.П., Ермоленко Ю.А., Рассомахин Г.И. Станция для измерения вариаций естественного электромагнитного поля Земли в диапазоне 0,3-1000 Гц. - В кн.: Вопросы теории и практики электротометрии. М.: Наука, 1961, с. 56-68.
- Анищенко Г.Н. К вопросу о методике магнитотеллурических зондирований. - Прикл. геофизика, 1965а, вып. 44, с. 127-131.
- Анищенко Г.Н. Принципы комплексной интерпретации кривых МТЗ в районах с наклонным залеганием опорного горизонта в двухслойном разрезе. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965б, № 12, с. 61-66.
- Анищенко Г.Н. Глубинные магнитотеллурические зондирования на Ворожежском массиве и зоне его сочленения с Московской синеклизой. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 1, с. 98-103.
- Баранский Л.Н. Экспериментальное изучение волноводного распространения колебаний электромагнитного поля Земли типа  $Pc_1$ . - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 5, с. 40-49.
- Баранский Л.Н., Геллер Л.А., Казак Б.Н. О скорости распространения короткопериодических колебаний электромагнитного поля Земли типа  $Pc_1$ . - ДАН СССР, 1967, 177, № 1, с. 85-87.
- Безрук И.А. Цифровая регистрация и машинная обработка магнитотеллурических вариаций в электроразведке: Автореф. докт. дис. М., 1976. В надзаг.: ВНИИГеофизика.
- Беллавин О.В., Алейников А.Л. Форма Коневско-Карасьевского гранитного массива и его связь с тектонической структурой района по

- гравиметрическим данным. - В кн.: Строение земной коры Урала. Свердловск: Ин-т геофизики УФ АН СССР, 1967, с. 39-47.
- Беллавин О.В., Дударь Ю.И., Рапопорт М.С. Некоторые результаты комплексных геолого-геофизических исследований сложноустроенных гранитоидных массивов Шиловско-Коневова группы. - В кн.: Строение земной коры Урала. Свердловск: Ин-т геофизики УФ АН СССР, 1967, с. 49-56.
- Белянский В.М., Михайлова Г.А. Об исследовании свойств атмосфериков на сверхнизких частотах. - Геомagnetизм и аэрoномия, 1961, 1, № 3, с. 379-386.
- Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом теллурических токов. М.: Гостехиздат, 1960. 235 с.
- Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра, 1968. 255 с.
- Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Коломейцева Г.И. и др. Глубинное электромагнитное исследование Земли. - В кн.: Геомагнитные исследования, 1976, № 15, с. 5-16.
- Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Дмитриев В.И. Возможности преобрежения вертикальными токами при магнитотеллурическом зондировании. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 5, с. 69-78.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Яковлев И.А. и др. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально неоднородных сред. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 1, с. 80-92.
- Бердичевский М.Н., Чернявский Г.А. О некоторых особенностях магнитотеллурического поля в Днепровско-Донецкой впадине. - В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1969, с. 150-164.
- Бозорт Р. Ферромагнетизм. М.: ИЛ, 1956. 700 с.
- Бондаренко А.Т. Обобщение данных по электропроводности изверженных горных пород при высоких температурах в связи со строением земной коры и верхней мантии. - ДАН СССР, 1968, 178, № 5, с. 1058-1060.
- Брюнелли Б.Е. О магнитотеллурическом профилировании в условиях горизонтально неоднородных сред. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 7, с. 990-998.
- Брюнелли Б.Е., Ковтун А.А., Добровольская М.А., Куанецов Н.С. Некоторые результаты МТП и МТЗ на моделях горизонтально неоднородных сред. - В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1969, с. 125-129.
- Ваньян Л.Л. Основы электромагнитных зондирований. М.: Недра, 1965. 108 с.
- Ваньян Л.Л., Заболотная Н.А. О типичных теоретических кривых глубинного электромагнитного зондирования. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 1, с. 63-70.
- Виноградов П.А. Измерение вертикальной составляющей электротеллурического поля в оз. Байкал. - Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1959, № 1, с. 83-86.
- Владимиров Н.П. О возможности использования естественного электромагнитного поля Земли для геологической разведки. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 1, с. 139-141.
- Владимиров Н.П. Об индукционных магнитоприемниках, используемых при исследовании магнитного поля Земли. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 11, с. 1645-1650.

- Владимиров Н.П. О магнитотеллурическом методе исследования верхней части земной коры. - В кн.: Электромагнитное зондирование и магнитотеллурические методы разведки. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963, с. 118-123.
- Владимиров Н.П. Некоторые особенности микровариаций естественного электромагнитного поля. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 6, с. 87-90.
- Владимиров Н.П. Результаты магнитотеллурических исследований в пределах Белорусского массива. - В кн.: Строение и физика недр западного региона СССР. Минск: Наука и техника, 1969, с. 93-96.
- Владимиров Н.П. О возможностях магнитотеллурического метода на территории Припятской впадины. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 12, с. 81-84.
- Владимиров Н.П. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в западной части СССР. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 1, с. 116-119.
- Владимиров Н.П. Результаты магнитотеллурических исследований на территории Среднего Урала и Зауралья. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 6, с. 109-113.
- Владимиров Н.П., Ан В.А. К методике обработки магнитотеллурических осциллограмм. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 11, с. 1649-1654.
- Владимиров Н.П., Ан В.А., Вишнев В.С., Краснобаева А.Г. Характеристика вертикальной компоненты земных токов. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975а, № 11, с. 108-111.
- Владимиров Н.П., Ан В.А., Краснобаева А.Г. и др. Характеристика вертикальных земных токов на Жукейском кристаллическом массиве. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975б, № 3, с. 91-94.
- Владимиров Н.П., Бондаренко А.Т. О результатах глубинного магнитотеллурического зондирования в Ловозере. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 11, с. 134-138.
- Владимиров Н.П., Денискин Н.А. Результаты глубинных магнитотеллурических и магнитовариационных исследований в Предкавказье. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 9, с. 106-110.
- Владимиров Н.П., Дмитриев В.И. О разрешающей способности магнитотеллурического метода в условиях пятислойного геоэлектрического разреза Припятской впадины. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 1, с. 86-88.
- Владимиров Н.П., Дмитриев В.И. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии на территории Русской платформы по данным МТЗ. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 6, с. 100-103.
- Владимиров Н.П., Дмитриев В.И., Руднева Т.Л. О разрешающей способности глубинных магнитотеллурических зондирований. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 2, с. 92-95.
- Владимиров Н.П., Клейменова Н.Г. О структуре естественного электромагнитного поля Земли в диапазоне 0,3-100 Гц. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 10, с. 1368-1374.
- Владимиров Н.П., Краснобаева А.Г., Ан В.А. и др. Некоторые результаты магнитотеллурических исследований на Кокчетавской глыбе. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 3, с. 105-108.
- Владимиров Н.П., Крылов С.М. Характеристики микровариаций естественного электромагнитного поля Земли. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 6, с. 872-882.
- Владимиров Н.П., Крылов С.М. О поляризации колебаний типа "жемчужин". - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 5, с. 92-95.

- Владимиров Н.П., Крылов С.М. О роли вертикальной компоненты магнитного поля при магнитотеллурических исследованиях. — В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1969, с. 134-138.
- Владимиров Н.П., Крылов С.М., Чернявский Г.А., Альперович И.М. Расширенные магнитотеллурические зондирования на Северном Сахалине. — Прикл. геофизика, 1971, вып. 62, с. 105-114.
- Владимиров Н.П., Никифорова Н.Н. О спектре вариаций естественного электромагнитного поля Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 12, с. 1867-1869.
- Владимиров Н.П., Никифорова Н.Н. К методике интерпретации кривых магнитотеллурического зондирования. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 1, с. 111-112.
- Габлин Н.С. Опыт применения МТП и ЗСМ для картирования фундамента в Тимано-Печорской газо-нефтяной провинции. — В кн.: Новые методы электрической разведки на нефть и газ. М.: Гостоптехиздат, 1963, с. 54-58.
- Гохберг М.Б., Жендрен Р., Лакурли С. и др. Поляризация гидромагнитных колебаний типа  $Pc1$  (жемчужины) в магнитосопреженных точках Согра (СССР), Кергелен (Франция). — ДАН СССР, 1967а, 174, № 3, с. 576-579.
- Гохберг М., Жендрен Р., Лакурли С. и др. Одновременное возникновение в сопряженных точках микропульсаций класса  $Pc1$ . — ДАН СССР, 1967б, 174, № 4, с. 828-829.
- Дмитриев В.И. Метод расчета магнитотеллурического поля в слое с произвольным изгибом нижней поверхности в случае  $H$ -поляризации. — Прикл. геофизика, 1965, вып. 51, с. 93-100.
- Дмитриев В.И. Импеданс слоистой среды для неоднородной плоской волны. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 7, с. 63-69.
- Дмитриев В.И. О выборе математических моделей в задачах магнитотеллурического зондирования. — В кн.: Электромагнитные зондирования Земли и Луны. М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 5-13.
- Дмитриев В.И., Захаров Е.В., Кокотушкин Г.А. Альбом палеток для магнитотеллурического зондирования в неоднородных средах, ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1973. 82 с.
- Дмитриев В.И., Кокотушкин Г.А. Альбом палеток для магнитотеллурических зондирований в неоднородных средах. М.: Изд-во МГУ, 1971. 67 с.
- Дмитриев В.И., Таварткидзе Ш.А. Альбом палеток для магнитотеллурического зондирования с учетом рельефа земной поверхности. М.: Изд-во МГУ, 1975. 111 с.
- Добровольская М.А. Моделирование магнитотеллурических полей в горизонтально неоднородных средах: Автореф. канд. дис. Л., 1971. В надзаг.: ЛГУ.
- Дубровский В.Г. Об энергетическом спектре геомагнитного поля. — В кн.: Геомагнитные исследования. М.: Наука, 1969, вып. 11, с. 45-48.
- Дымичев Б.С. Результаты измерения  $E_z$ -компоненты электротеллурического поля Земли. — В кн.: Исследования по геомагнетизму, аэронауке и физике Солнца. Иркутск, 1971, вып. 19, с. 113-131.
- Егоров Ю.М., Черноземова В.Г. Результаты магнитотеллурического зондирования в Ловозере. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 2, с. 82-85.
- Емельянов А.П., Кузнецов Ю.Н. Анализ магнитотеллурической информации на ЭВМ. Минск: Наука и техника, 1974. 92 с.

- Жарков В.Н. О электропроводности верхней мантии. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 9, с. 3-11.
- Жемалетдинов А.А. Электропроводящие образования северо-запада Кольского полуострова и их влияние на результаты глубинных зондирований: Автореф. канд. дис. Л., 1976, В надзаг.: ЛГУ.
- Заболотная Н.А. Влияние первого слоя на определение глубин до проводящего основания при глубинных магнитотеллурических зондированиях. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 4, с. 112-114.
- Завадская Т.Н. Некоторые свойства кривых магнитотеллурического зондирования. - Прикл. геофизика, 1964, вып. 40, с. 95-100.
- Завадская Т.Н. К вопросу о связи координат экстремальных точек кривых МТЗ с параметрами разреза. - Развед. геофизика, 1965, вып. 9, с. 60-63.
- Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М. и др. Природа Уральской геосинклинали. - ДАН СССР, 1972, 206, № 5, с. 1177-1181.
- Каленов Е.Н. Геологическое истолкование результатов магнитотеллурической разведки. М.: Недра, 1974. 150 с.
- Клейменова Н.Г. Современные представления о природе высокочастотных вариаций электромагнитного поля Земли (1 Гц - 1 кГц). - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 12, с. 1798-1813.
- Клейменова Н.Г. Некоторые замечания о природе естественных вариаций в диапазоне 100-1000 Гц. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 2, с. 86-89.
- Ковтун А.А., Добровольская М.А., Гладкий Т.Д., Кузнецов Н.С. Магнитотеллурическое профилирование и зондирование на модели трехмерной структуры. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 9, с. 94-97.
- Ковтун А.А., Новоселова С.М. Установление переменного электромагнитного поля над слоисто-однородной средой. - В кн.: Вопросы геофизики. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960, вып. 12, с. 174-184 (Уч. записки ЛГУ; № 286).
- Ковтун А.А., Чичерина Н.Д. Результаты магнитотеллурических исследований Средне-Русской впадины. - В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1969, с. 195-199.
- Ковтун А.А., Чичерина Н.Д. Об аномалии кривых магнитотеллурического зондирования на северо-западе Русской платформы. - В кн.: Вопросы геофизики. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972, вып. 22, с. 185-193 (Уч. записки ЛГУ; № 366).
- Ковтун А.А., Чичерина Н.Д., Липатов А.А., Порохова Л.Н. Электрические параметры коры и верхней мантии в Западной Латвии. - В кн.: Вопросы геофизики. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968, вып. 18, с. 73-78 (Уч. записки ЛГУ; № 340).
- Колмаков М.В., Владимиров Н.П. К вопросу об эквивалентности кривых магнитотеллурического зондирования. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 4, с. 544-552.
- Колмаков М.В., Владимиров Н.П. Пределы эквивалентности кривых магнитотеллурического и вертикального электрического зондирования. - Разведка и охрана недр, 1962, № 11, с. 53-55.
- Колмаков М.В., Зеленцов И.А. О конструкции индукционных датчиков для магнитотеллурических исследований. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 10, с. 1381-1396.
- Кохманский А.В. Анализ короткопериодных колебаний при магнитотеллурическом зондировании: Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972. В надзаг.: ИГГ СО АН СССР.

- Краев А.П. Физика Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1940. 298 с.
- Краснобаева А.Г., Владимиров Н.П., Вишнев В.С., Астафьев П.Ф. Результаты синхронных наблюдений вариаций естественного электромагнитного поля на Кочкетавской глыбе и на Среднем Урале. - В кн.: Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала. Свердловск: Ин-т геофизики УНЦ АН СССР, 1976, с. 101-106.
- Краснобаева А.Г., Кормильцев В.В., Шепелев И.М. Глубинное магнитотеллурическое зондирование в Зауралье. - В кн.: Теория и практика электрометрии. Свердловск: Ин-т геофизики УНЦ АН СССР, 1972, с. 21-25.
- Красногорская Н.В., Ремизов В.П. О некоторых результатах измерения вариаций электрического поля. - ДАН СССР, 1973, 212, № 2, с. 345-348.
- Краснушкин П.Е. К теории земных атмосфериков. - ДАН СССР, 1962, 144, № 2, с. 334-337.
- Крылов С.М., Владимиров Н.П. Некоторые характеристики электромагнитных резонансов полости Земля-ионосфера. - В кн.: Геомагнитные исследования. М.: Наука, 1967, № 9, с. 80-88.
- Крылов С.М., Владимиров Н.П. Аппаратура для измерения слабых электромагнитных полей в диапазоне 0,06-100 Гц. - В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и мантии. М.: Наука, 1969, с. 242-249.
- Лазарева Н.В. Применение магнитотеллурического метода в Печенегском районе Мурманской области. - Вопрос. развед. геофиз., 1964, с. 28-33.
- Левченко Д.Т., Котюк А.Ф. Индукционные датчики заданных параметров для измерения слабых магнитных полей звуковой частоты. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 11, с. 1684-1690; 1964, № 2, с. 247-253.
- Липская Н.В. О роли вертикальной составляющей геоэлектрического поля в магнитотеллурическом зондировании. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 10, с. 74-79.
- Липская Н.В. Некоторые закономерности распределения неоднородного поля в горизонтально однородной среде. - В кн.: Естественное электромагнитное поле и исследование внутреннего строения Земли. М.: Наука, 1971, с. 7-15.
- Липская Н.В. Вариации естественного электромагнитного поля и их связь с электропроводностью земных недр. Минск: Наука и техника, 1972. 156 с.
- Липская Н.В., Денискин Н.А., Руднева Т.Л. Глубинное магнитотеллурическое зондирование на территории Белорусского кристаллического массива. - Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973, № 10, с. 63-71.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968, с. 279.
- Максимов В.М., Ваньян Л.Л., Харин Е.П. Магнитовариационная аномалия на Воронежском кристаллическом массиве. - В кн.: Геомагнитные исследования. М.: Сов. радио, 1976, № 15, с. 90-102.
- Мальцева Н.Ф., Фельдштейн Я.И., Гульельми А.В. Интервалы колебаний убывающего периода и развитие асимметрии кольцевого тока. - Геомагнетизм и аэронавигация, 1971, 1, № 2, с. 308-312.
- Матвеева Э.Т. Свойства колебаний  $Pc1$  в периоды максимума и минимума солнечной активности. - В кн.: Геомагнитные исследования. М.: Наука, 1969, № 11, с. 22-27.
- Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М.: Физматгиз, 1961. 464 с.

- Михайлова Г.А. О спектре атмосфериков и фазовой скорости электромагнитных волн на сверхнизких частотах. — Геомагнетизм и аэрономия, 1962, 2, № 2, с. 257–266.
- Михайлова Г.А. Энергетические спектры молниевых разрядов на сверхнизких частотах. — Геомагнетизм и аэрономия, 1969, 9, № 2, с. 357–358.
- Морозов М.Д., Бродовой В.В. и др. Опыт геотектонического районирования территории Казахстана по геофизическим данным. — В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. М.: Недра, 1970, с. 48–50.
- Никифорова Н.Н. О применимости теории МТЗ к  $Sq$ -вариациям естественного электромагнитного поля. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 1, с. 94–99.
- Новицкий Г.И. Первые опытные глубинные дипольные электромагнитные зондирования на Кольском полуострове. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968, с. 155–159.
- Обухов Г.Г. Магнитотеллурическое поле над пологими структурами ( $H$ -поляризация). — Прикл. геофиз., 1965, вып. 44, с. 112–126.
- Пархоменко Э.И. О природе слоев с высокой электропроводностью в земной коре и верхней части мантии согласно лабораторным данным. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наукова думка, 1971, с. 87–89.
- Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1972. 279 с.
- Поспеев В.И. Основные результаты работ методами ТТ, ДЗ, ЗС и МТП в Иркутском амфитеатре. — В кн.: Новые методы электрической разведки на нефть и газ. М.: Гостехиздат, 1963, с. 32–36.
- Пылаев А.М. Руководство по интерпретации вертикальных электрических зондирований. Л.: Госгеолгиздат, 1948. 188 с.
- Рамо С., Уиннери Дж. Поля и волны и современной технике. М.: Гостехиздат, 1950. 568 с.
- Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наукова думка, 1975. 279 с.
- Рокитянский И.И., Зыбин К.Ю., Рокитянская Д.А., Шепетнов Р.В. Магнитотеллурические исследования массива на геофизических станциях Борок, Ловозеро, Петропавловск–Камчатский. — В кн.: Электромагнитное зондирование и магнитотеллурические методы разведки. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963, с. 124–130.
- Рыбакова Е.В., Шахсуваров Д.Н. О разрешающей способности метода магнитотеллурического зондирования. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 5, с. 94–100.
- Савин М.Г. К расчету взаимного влияния магнитосферы и Земли на распределение естественного электромагнитного поля. — В кн.: Естественное электромагнитное поле и исследование внутреннего строения Земли. М.: Наука, 1969, с. 47–53.
- Селиверстов Г.Ф., Жилин И.В., Петров В.И., Гогоулян А.М. О пологих надвигах на западном склоне Урала. — Геотектоника, 1971, № 3, с. 57–61.
- Смирнов Я.Б. Тепловая энергия Земли и ее геологическое проявление. — ДАН СССР, 1967, 177, № 2, с. 325–328.
- Стадник Ю.Н., Проценко В.М., Пинчук А.П. О результатах магнитотеллурических исследований в Припятской впадине. — В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1969, с. 206–211.

- Сувейздис П.И. Верхнепермские отложения Польско-Литовской синеклизы. Вильнюс: Ин-т геол. и геогр. АН ЛитССР, 1963. 371 с.
- Тихонов А.Н. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры. - ДАН СССР, 1950, 73, № 2, с. 295-297.
- Тихонов А.Н. О распространении переменного электромагнитного поля в слоистой анизотропной среде. - ДАН СССР, 1959, 126, № 5, с. 967-970.
- Тихонов А.Н. К математическому обоснованию теории электромагнитного зондирования. - Журнал вычисл. матем. и матем. физики, 1965, 5, № 3, с. 545-548.
- Тихонов А.Н., Дмитриев В.И. Влияние поверхностных неоднородностей на результаты глубинного магнитотеллурического зондирования. - Вычислительные методы и программирование, 1969, № 13, с. 237-240.
- Тихонов А.Н., Липская Н.В. О вариациях земного электрического поля. - ДАН СССР, 1952, 87, № 4, с. 547-550.
- Тихонов А.Н., Шахсуваров Д.Н. О возможности использования импеданса естественного электромагнитного поля Земли для изучения ее верхних слоев. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 4, с. 410-418.
- Тихонов А.Н., Шахсуваров Д.Н., Рыбакова Е.В. О возможности различия эквивалентных разрезов при помощи электромагнитных полей. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959а, № 8, с. 1202-1205.
- Тихонов А.Н., Шахсуваров Д.Н., Рыбакова Е.В. О разрешающей способности метода электромагнитных зондирований при наличии непроводящих пластов. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959б, № 10, с. 1455-1459.
- Токарев В.А. Главные глубинные разломы Кольского полуострова. - В кн.: Исследование строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. Апатиты: Кольское книж. изд-во, 1972, с. 35-40.
- Троицкая В.А. Колебания типа биений (жемчужины) в электромагнитном поле Земли (1-4 сек). - В кн.: КПК электромагнитного поля Земли. М., 1961, с. 89.
- Троицкая В.А. Классификация быстрых вариаций магнитного поля и земных токов. - Геомагнетизм и аэрономия, 1964, 4, № 3, с. 615-666.
- Троицкая В.А., Гульельми А.В. Геомагнитные пульсации и диагностика магнитосферы. - Успехи физических наук, 1969, 97, № 3, с. 453-494.
- Фонарев Г.А., Новыш В.Н. Некоторые результаты измерений теллурических токов на станции Северный полюс-10. - ДАН СССР, 1965, 160, № 2, с. 332-333.
- Халевин Н.И. О строении земной коры Русской платформы, Урала и Запдно-Сибирской низменности. - В кн.: Строение земной коры Урала. Свердловск: Ин-т геофизики УНЦ АН СССР, 1967, с. 3-8.
- Чернявский Г.А. О способе кажущихся импедансов. - Развед. геофиз., 1966, вып. 13, с. 91-97.
- Четаев Д.Н. О структуре поля короткопериодической геомагнитной вариации в магнитотеллурических зондированиях. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 2, с. 52-56.
- Четаев Д.Н. О локальной структуре магнитотеллурического поля. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 10, с. 105-116.
- Четаев Д.Н., Юдович В.А. Дирекционный анализ магнитотеллурических наблюдений. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 12, с. 61-68.
- Шабалин В.Д. Влияние сферичности Земли на форму земных атмосфериков. - Геомагнетизм и аэрономия, 1969, 9, № 4, с. 755-758.

- Шейнманн С.М. О возможности использования полей теллурических токов и дальних радиостанций для геологического картирования. — В кн.: Новое в методике и технике геологоразведочных работ. Л.: Гостоптехиздат, 1958, с. 189–209 (Труды ВИТР; Сб. 1).
- Шуман В.О. Распространение сверхдлинных электромагнитных волн вокруг Земли. — В кн.: Проблемы современной физики. М.: Наука, 1955, вып. 7, с. 133–178.
- Эненштейн Б.С. О геоэлектрической характеристике земной коры и верхней мантии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 12, с. 90–94.
- Эненштейн Б.С., Аронов Л.Е. Экспериментальные исследования естественного электромагнитного поля в диапазоне частот от 2 до 300 Гц. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 1, с. 62–70.
- Янке Е., Эмде Ф. Таблицы функций. М.: Физматгиз, 1959.
- Aarons J. Low frequency electromagnetic radiation in 10–900 c/s. — J. Geophys. Res., 1956, 61, N 4, p. 647–661.
- Aarons J., Henissart M. Low frequency noise in the range 0,5–20 cycles per second. — Nature, 1953, 172, N 4390, p. 682–683.
- Adam A. Results of deep electromagnetic investigations. Geoelectric and Geothermal studies. — In: Kapp geophysical monograph. Budapest: Akad. Kiado, 1976, p. 547–560.
- Appleton E.V., Chapman F.W. On the nature of atmospheres. — Proc. Roy. Soc. London, 1937, 158, N 893, p. 8–22.
- Alpert Ja.L., Fligel D.S., Michailova G.A. The propagation of atmospheric in the Earth-ionosphere waveguide. — J. Atmos. and Terr. Phys., 1967, 29, N 1, p. 29–42.
- Balser M., Wagner C.A. Measurements of the spectrum of radio noise from 50 to 100 c/s. — J. Res. NBS, 1960a, 64D, N 4, p. 415–418.
- Balser M., Wagner C.A. Observations of earth-ionosphere cavity resonances. — Nature, 1960b, 188, N 4751, p. 638–641.
- Balser M., Wagner C.A. On frequency variations of the earth-ionosphere cavity modes. — J. Geophys. Res., 1962a, 67, N 10, p. 4081–4083.
- Balser M., Wagner C.A. Diurnal power variations of the earth-ionosphere cavity modes. — J. Geophys. Res., 1962b, 67, N 2, p. 619–625.
- Benderitter J., Burear J., Dupis A., Geinlean B. Enregistrement de la composante du champ tellurique, normale a la surface du sol. — C. r. Acad. sci., 1970, 271, N 9, p. 498–500.
- Benoit R. Etude du champ géomagnétique dans la bande 5–50 c/s. — C. r. Acad. sci., 1960, 250, N 5, p. 893–895.
- Brice N. Generation of very low frequency and hydromagnetic emissions. — Nature, 1965, 206, N 4981, p. 283–284.
- Brunnes B. Les courants telluriques les observations de montagne. — Rev. sci., 1907, 8, N 21, p. 47–52.
- Campbell W.N., Thorberry T.C. Propagation of Pc-1 hydromagnetic waves across North America. — J. Phys. Res., 1972, 77, N 10, p. 1941–1950.
- Cagniard L. Basis theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. — Geophysics, 1953, 18, N 3, p. 605–635.
- Clangeand F., Rodnet J., Selzer E. Microstructures a diverses latitudes et composition spectrale des perturbations magnétiques. — Ann. géophys., 1968, 24, N 3, p. 871–877.
- Clark S.P., Ringwood A.E. Density distribution and constitution of the Mantle. — Res. Geophys., 1964, 2, N 1, p. 35–88.
- Cornwall J.M. Cyclotron instabilities and electromagnetic emission in the ultra low and very low frequency ranges. — J. Geophys. Res., 1965, 70, N 1, p. 61–70.

- Egeland A., Gustafson G., Olson S., Aarons J. Auroral zone emission centered at 700 c/s. — *J. Geophys. Res.*, 1965, 70, N 5, p. 1079–1082.
- Egeland A., Gustafson G., Olson S., Barron W., Katz. A. An investigation of the natural electromagnetic radiation between 10 c/s and 10 kc/s. — *Aktiv Geophys.*, 1966, 4, N 6, p. 537–576.
- Egeland A., Larsen T.R. Measurements of the earth-ionosphere cavity resonance frequencies of high latitude. — *Phys. norv.* 1967, 2, N 2, p. 85–87.
- Etcheto J., Sterne J. Résonance de la cavité Terre-ionosphère: différence entre les variations diurnes des deux composantes magnétiques orthogonales. — *C. r. Acad. sci.*, 1964, 259, N 20, p. 3584–3587.
- Etcheto J., Gendrin R., Karczewski J.F. Enregistrement simultané des résonances de la cavité terre-ionosphère en deux stations distante de 12000 km. — *Ann. géophys.*, 1966, 22, N 4, p. 646–648.
- Forbush S.E. Apparent vertical earth current variations and the Huangayo magnetic observatory. — *Terr. Magn. Atmos. Electr.*, 1933, 38, N 1, p. 1–11.
- Fournier H.G. Proposition d'une méthode pour déterminer la structure du premier millier de kilomètres de la terre d'après la résistivité apparente. — *Acta geophys. pol.*, 1968, 16, N 3, p. 215–248.
- Fraser B.I., Ellyett C.D. Man-made magnetic micropulsations. — *J. Geophys. Res.*, 1964, 69, N 17, p. 3603–3606.
- Gendrin R. Sur une théorie des pulsations rapides structurées du champ magnétique terrestre. — *Ann. géophys.*, 1963, 19, N 3, p. 197–214.
- Gendrin R., Stefant R. Analyse de fréquence des oscillations en perles. — *C. r. Acad. Sci.*, 1962a, 255, N 4, p. 752–754.
- Gendrin R., Stefant R. Effet de l'explosion thermonucléaire à très haute altitude du 9 juillet 1962 aux la résonance de la cavité Terre-ionosphère. Résultats expérimentaux. — *C. r. Acad. sci.*, 1962b, 255, N 18, p. 2273–2275.
- Goldberg P. Electromagnetic phenomena natural origin in the 1–150 c/s band. — *Nature*, 1956, 177, N 4522, p. 1219–1221.
- Greifinger C., Greifinger P.S. Theory of hydromagnetic propagation in the ionospheric waveguide. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 173, N 23, p. 7473–7490.
- Gustafson G., Egeland A., Aarons J. Audiofrequency electromagnetic radiations in the auroral zone. — *J. Geophys. Res.*, 1960, 65, N 9, p. 2749–2758.
- Hepburn F. Atmosphere waveforms with very low frequency components below 1 kc/s known as slow tails. — *J. Atmosph. and Terr. Phys.*, 1957, 10, N 6, p. 266.
- Hill R.D. Excitation of extremely low frequency sferics. — *J. Geomagn. and Geoelectr.*, 1969, 21, N 2, p. 479–486.
- Hölzer R.F., Deal O.E. Low audio-frequency electromagnetic signals of natural origin. — *Nature*, 1956, 177, N 4508, p. 536–540.
- Hughes H.G., Theisen I.F. Diurnal variations in the apparent attenuation of ELF atmospherics over two different propagation paths. — *J. Geophys. Res.*, 1970, 75, N 15, p. 2795–2801.
- Yokayata I. Relations between the short period changes in geomagnetic of telluric currents. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VI, 1961, 1, N 5, p. 333–365.
- Yonagihara K. Regular oscillations about 1 cps and Schumann resonances Rept Ionos. and Space Res., 1964, 18, N 3, p. 237–239.
- Jones F.W., Geldart L.P. Vertical telluric currents at separated locations. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, 2, N 3, p. 174–176.
- Jones F.W., Geldart L.P. Spectral analysis of vertical and horizontal earth current components at separated locations. — *Can. J. Earth Sci.*, 1968, 5, N 6, p. 1512–1517.
- Jones D.L., Kemp D.T. The nature and average magnetic of the sources of transient excitation of Schumann resonances. — *J. Atmos. and Terr. Phys.*, 1971, 33, N 4, p. 557–566.

- Koenigsberger J., Hecker O. Beobachtungen der vertikalen Erdstromes an einem Berge. (Gonzen bei Sargans, Schweiz) und in der Ebene (Borth bei Wessel, Niederrhein). – Z. Geophys., 1924/25, 1, N 4, S. 152–159.
- König H.L. ELF investigations. – Techn. Hochsch., München, 1965–1966, S. 148.
- Lahiri B.N., Price A.T. Electromagnetic induction in nonuniform conductors, and the determination of the conductivity of the Earth from terrestrial magnetic variations. – Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1939, 237, N 784, p. 509–540.
- Lieberman J. Extremely low frequency electromagnetic waves. – J. Appl. Phys., 1956, 27, N 12, p. 1477–1480.
- Lubimova E.A., Feldman I.S. Heat flow temperature and electrical conductivity of the crust in the USSR. – Tectonophysics, 1970, 10, N 1, p. 245–281.
- McDonald K.L. Penetration of the geomagnetic secular field through a mantle with variable conductivity. – J. Geophys. Res. 1957, 62, N 1, p. 117–141.
- Manchester R.N. Propagation of the Pc-1 micropulsation from high to low latitudes. – J. Geophys. Res., 1966, 71, N 15, p. 3749–3754.
- Manchester R.N. Propagation of hydromagnetic emission in the ionosphere duct. – Planet. and Space Sci., 1970, 18, N 2, p. 299–307.
- Obayashi T. Hydromagnetic whistlers. – J. Geophys. Res., 1965, 70, N 15, p. 1069–1078.
- Oberguggenberger V. Erdstrombeobachtungen in Gebirge. – Ph. ZS, 1924, 25, p. 682–685.
- Pečova J., Petr V., Praus O. Depth distribution of the electric conductivity in Czechoslovakia from electromagnetic studies. Geoelectric and geothermal studies. – In: Kapg geophysical monograph, Budapest: Akad. Kiado, 1976, p. 517–537.
- Pope J. Explanations for the apparent polarization of some geomagnetic micropulsations (Pearles). – J. Geophys. Res., 1964, 69, N 3, p. 399–406.
- Porstendorfer G., Göthe W., Lengning K., Oelner Ch., Tanzer R., Ritter E. Nature and possible causes of the anomalous behaviour of electric conductivity in the North of the GDR, Poland and the FRG. Geoelectric and geothermal studies. – In: Kapg geophysical monograph. Budapest: Akad. Kiado, 1976, p. 487–500.
- Price A.T. The theory magnetotelluric methods when the source field is considered. – J. Geophys. Res., 1962, 67, N 5, p. 1908–1918.
- Rognet J. Sur un cas particulier des pulsations géomagnétiques servée dans les régions équatoriales. – C. r. Acad. sci., 1969, 268, N 7, p. 581–584.
- Schumann W.O., König H. Über die Beobachtung von Atmospheric bei geringsten Frequenzen. – Naturwissenschaften, 1954, 41, H. 8, S. 183–184.
- Srivastava S.P. Method of interpretation of magnetotelluric data when source field is considered. – J. Geophys. Res., 1965, 70, N 4, p. 945–951.
- Taylor W.L., Sao K. ELF attenuation rates and phase velocities observed from slow-tail components of atmospheres. – Radio Sci., 1970, 5, N 12, p. 1453–1460.
- Teplý L.R. A comparison of spherics as observed in the very low frequency bands. – J. Geophys. Res., 1959, 64, N 12, p. 2315–2329.
- Thompson W.B., Madder T.R. Earth-ionosphere electromagnetic cavity resonance. – J. Geophys. Res., 1962, 67, N 9, p. 3604.
- Wait J.R. On the propagation of ELF radio waves and the influence of a nonhomogeneous ionosphere. – J. Geophys. Res., 1960, 65, N 2, p. 597–600.
- Wait J.R. Theory of magnetotelluric fields. – J. Res. NBS, 1962, 66D, N 5, p. 509–541.
- Wilcox I.B., Marle E. Audio-frequency fluctuations in the geomagnetic field. – J. Geophys. Res., 1960, 65, N 10, p. 3261–3271.
- Willis H.F. Audio-frequency magnetic fluctuations. – Nature, 1948, 161, N 4101, p. 887–888.
- Wiese H. Geomagnetische Tiefentellurik. – Geofis. pura e appl., 1962, 51, p. 59–78; 1962, 52, p. 83–103; 1963, 56, p. 101–114.

Предисловие . . . . .	3
Глава I. НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ДИАПАЗОНЕ 0,1-1000Гц.	5
Общие сведения. Спектр естественного электромагнитного поля . . . . .	-
Амплитудные характеристики естественного электромагнитного поля	15
Горизонтальные компоненты поля . . . . .	-
Вертикальная компонента электрического поля . . . . .	21
Вертикальная компонента магнитного поля . . . . .	29
Поляризация естественного электромагнитного поля . . . . .	31
Характеристика промышленных помех . . . . .	39
Глава II. МЕТОД МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ	41
Теоретические предпосылки метода . . . . .	-
Типы эквивалентности в методе МТЗ . . . . .	45
Методика интерпретации кривых магнитотеллурического зондирования	52
Распространение неоднородных электромагнитных волн в горизонталь- но однородной среде . . . . .	57
Обработка магнитотеллурических наблюдений . . . . .	61
Глава III. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ПОЛЕВЫХ РАБОТ . . . . .	71
Полевая магнитотеллурическая станция . . . . .	-
Методика проведения работ . . . . .	80
Глава IV. ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕР- РИТОРИИ ЗАПАДНЫХ РЕГИОНОВ СССР . . . . .	85
Припятская впадина . . . . .	86
Польско-Литовская синеклиза . . . . .	105
Белорусский массив . . . . .	112
Глава V. МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАСШИ- РЕННОМ ДИАПАЗОНЕ ПЕРИОДОВ НА ТЕРРИТОРИИ СЕ- ВЕРНОГО САХАЛИНА . . . . .	116

Глава VI. МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАССИВАХ . . . . .	126
Ловозерский массив Балтийского щита . . . . .	127
Жукейский и Боровский массивы Кокчетавской глыбы . . . . .	131
Украинский кристаллический массив . . . . .	137
Кристаллические массивы Среднего Урала . . . . .	141
Глава VII. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЛУБИННЫХ МТЗ . . . . .	146
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	161
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	163

**Николай Петрович Владимиров**  
**МЕТОД МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО**  
**ЗОНДИРОВАНИЯ**

*Утверждено к печати*  
*Ордена Ленина Институтом физики Земли*  
*им. О.Ю. Шмидта*

Редакторы *Т.С. Баранова, Л.Е. Кононенко*  
Художественный редактор *Т.П. Поленова*  
Технический редактор *Л.А. Куликова*

ИБ № 16269

Подписано к печати 19.09.79. Т - 11765  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Усл.печ.л. 11,0. Уч.-изд.л. 12,5  
Тираж 800 экз. Тип. зак. 559.  
Цена 1р. 80 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Н. П. ВЛАДИМИРОВ

# Метод магнито- теллурического зондирования



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •